



# Climatologie des états de mer en Atlantique nord-est : analyse du climat actuel et des évolutions futures sous scénarios de changement climatique par descente d'échelle dynamique et statistique

Amélie Laugel

## ► To cite this version:

Amélie Laugel. Climatologie des états de mer en Atlantique nord-est : analyse du climat actuel et des évolutions futures sous scénarios de changement climatique par descente d'échelle dynamique et statistique. Autre. Université Paris-Est, 2013. Français. NNT : 2013PEST1120 . tel-00966849

**HAL Id: tel-00966849**

**<https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-00966849>**

Submitted on 27 Mar 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**Université Paris-Est**  
**Ecole Doctorale ED 531 : Sciences, Ingénierie et**  
**Environnement**

---

**Thèse**

Présentée pour l'obtention du grade de DOCTEUR  
DE L'UNIVERSITE PARIS-EST

par

**Amélie Laugel**

---

**Climatologie des états de mer en Atlantique  
nord-est : analyse du climat actuel et des évolutions  
futures sous scénarios de changement climatique, par  
descente d'échelle dynamique et statistique.**

---

Thèse préparée au Laboratoire d'Hydraulique Saint-Venant

Spécialité : Génie Côtier

Version provisoire du mémoire

Soutenue le XXXX devant un jury composé de :

Rapporteur	<b>Dr. Pascale Delecluse</b>	(DR CNRS, CNRM Météo-France)
Rapporteur	<b>Dr. Déborah Idier</b>	(BRGM)
Examineur	<b>Dr. Xavier Bertin</b>	(CR CNRS, Université de La Rochelle)
Examineur	<b>Dr. Luigi Cavaleri</b>	(Institute of Marine Sciences, Venise)
Examineur	<b>Pr. Fernando Mendez</b>	(University of Cantabria, Santander)
Directeur de thèse	<b>Pr. Michel Benoit</b>	(Ecole des Ponts ParisTech / EDF R&D)
Co-encadrant de thèse	<b>Dr. Giovanni Mattarolo</b>	(EDF R&D)

Thèse effectuée au sein du **Laboratoire d'Hydraulique Saint-Venant**  
de l'Université Paris-Est  
6, quai Watier  
BP 49  
78401 Chatou cedex  
France

## Résumé

L'analyse de la climatologie des aléas océano-météorologiques tels que les états de mer est fondamentale pour comprendre l'évolution et la dynamique des zones côtières, estimer les risques naturels survenant lors d'événements de tempête majeurs, définir les moyens optimaux de protection des ports et infrastructures onshore et offshore, caractériser la ressource houlomotrice pour des projets de récupération d'énergie des vagues, comprendre les processus d'érosion et accrétion des plages, etc.

Pour répondre à ces problématiques dans un contexte de questionnement croissant sur les conséquences potentielles associées au changement climatique, le travail de thèse s'inscrit dans une démarche double : (i) approfondissement de la connaissance du climat de vagues actuel le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord en France d'une part, et (ii) estimation des évolutions futures potentielles de cette climatologie des vagues pour différents scénarios d'évolution climatique.

L'estimation de l'impact du changement climatique sur le climat de vague se compose de trois éléments principaux : (i) une connaissance détaillée de la variabilité climatique actuelle des états de mer, (ii) l'utilisation de scénarios de changement climatique à l'horizon 2100 et (iii) la définition d'une méthodologie de descente d'échelle adaptée.

Pour appréhender ces sujets, l'Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier ANEMOC-2 a été construit à l'aide du modèle spectral de 3<sup>ème</sup> génération TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996) sur la période 1979-2009 et le climat de vagues futur a été simulé à l'horizon 2100 par des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique en considérant les scénarios de changement climatique du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007).

En particulier, un travail original de comparaison de projections d'états de mer par approche dynamique et par approche statistique des types de temps a été réalisé sur la période 2061-2100 pour les scénarios B1, A1B et A2 simulés par le modèle ARPEGE-CLIMAT de Météo-France (Salas-Mélia *et al.*, 2005). Les résultats des deux approches (à savoir hauteur significative, période moyenne, direction moyenne et flux d'énergie des vagues) ont été comparés en termes de valeurs moyennes, écarts-types, distributions jointes et variabilités saisonnière et interannuelle.

Ce travail a abouti à une estimation de l'impact du changement climatique sur la climatologie des états de mer le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord françaises sur la période 2061-2100 en tenant compte des incertitudes intrinsèques aux méthodes de descente d'échelle et aux scénarios de changement climatique. En hiver par exemple, nous observons une augmentation des valeurs moyennes et de la variabilité des paramètres de hauteur significative, période moyenne et flux d'énergie des vagues, notamment en Mer du Nord pour les scénarios B1, A1B et A2 et dans le Golfe de Gascogne pour le scénario B1. En complément, ces paramètres d'états de mer ont tendance à diminuer dans le Golfe de Gascogne pour les saisons printemps, été et automne. Enfin, les hauteurs de vagues de quantile 95 et les paramètres d'états de mer associés tendent à augmenter sur une large emprise de l'Atlantique nord-est.

### Mots clés :

Climat de vagues, Descente d'échelle dynamique, Descente d'échelle statistique, Changement climatique, Modélisation spectrale de vagues, Types de temps





Sea state climatology in the North-East Atlantic Ocean: analysis of the present climate and future evolutions under climate change scenarios by means of dynamical and statistical downscaling methods.



## Abstract

Wave climate analysis is of utmost importance to understand the evolution and dynamics of coastal zones, to estimate the occurrence of extreme events, to design protections for ports, onshore and offshore infrastructure, to characterize wave resources for wave energy conversion, to quantify sediment erosion and accretion processes, et cetera.

Thus, this thesis project aims to improve knowledge of wave climatology in the growing context of climate change prediction with a two-step approach: (i) enhancement of the understanding of the present wave climate along the French coastline facing the Atlantic Ocean, English Channel and North Sea and (ii) estimation of possible future wave climate evolution.

For this purpose, the estimation of climate change impacts on the wave climate requires three key parameters: (i) detailed knowledge of current wave climate variability, (ii) the application of climate change scenarios from Global Climate Models and (iii) the definition of an appropriate downscaling method.

To answer these questions, ANEMOC-2, a hindcast sea-state data base has been built based on the third-generation spectral wave model TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996) over the period 1979-2009, and the future wave climate has been simulated over the period 2061-2100 by means of dynamical and statistical downscaling methods.

In particular, an original approach comparing sea-state projections obtained from dynamical and statistical downscaling methods has been applied over the period 2061-2100 for B1, A1B and A2 scenarios (Forth Assessments Reports, IPCC, 2007), based on the ARPEGE-CLIMAT (Salas-Mélia *et al.*, 2005) model simulations. The wave spectral parameters resulting from the projections (i.e. significant wave height, mean period, mean direction and wave energy flux) have been compared in term of mean, joint distribution and seasonal and interannual variability.

The possible climate change impacts on the wave climate along the Atlantic, English Channel and North Sea French coastline have also been evaluated. The analysis provides estimations of the inherent uncertainties of climate change scenarios and downscaling methods. Wave climate evolution trends are presented in terms of the mean, joint distribution, and seasonal and interannual variability of significant wave height, mean period, mean direction and wave energy flux.

### Keywords:

Wave climate, Dynamical downscaling method, Statistical downscaling method, Climate change, Spectral wave modelling, Weather type

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>2</b>
<b>I Les vagues et états de mer dans la machine atmosphère-océan</b>	<b>6</b>
<b>1 Les vagues, mouvements de l'océan</b>	<b>8</b>
1.1 Les vagues générées par le vent . . . . .	8
1.2 Caractérisation d'une vague périodique simple . . . . .	9
1.3 Caractérisation des états de mer . . . . .	10
1.4 L'observation des états de mer . . . . .	15
1.5 La modélisation numérique des états de mer . . . . .	17
<b>2 La circulation atmosphérique en Atlantique nord-est</b>	<b>20</b>
2.1 Mécanismes de la circulation atmosphérique en Atlantique nord-est . . . . .	20
2.2 Modèles numériques atmosphériques . . . . .	25
2.3 Conclusions . . . . .	28
<b>II Climat actuel des états de mer</b>	<b>30</b>
<b>3 Descente d'échelle dynamique des états de mer</b>	<b>32</b>
3.1 Revue de l'état de l'art sur les méthodes de descente d'échelle dynamique . . . . .	33
3.2 TOMAWAC : un outil de simulation spectrale d'états de mer de troisième génération	34
3.3 Description des modèles océanique et côtier d'ANEMOC-2 . . . . .	38
3.4 Le forçage atmosphérique : Vents à 10 m. . . . .	42
3.5 Calibration du modèle ANEMOC-2 par observations altimétriques . . . . .	46
3.6 Validation du modèle ANEMOC-2 par observations <i>in situ</i> . . . . .	56
3.7 Conclusions . . . . .	63
<b>4 Descente d'échelle statistique des états de mer</b>	<b>66</b>
4.1 Revue de l'état de l'art sur les méthodes de descente d'échelle statistique . . . . .	67
4.2 Méthodologie de l'approche des types de temps . . . . .	68

4.3	Validation de la descente d'échelle statistique le long des côtes françaises . . . . .	82
4.4	Conclusions . . . . .	86
<b>5</b>	<b>Évolution du climat actuel des vagues : 1979-2009</b>	<b>88</b>
5.1	Climatologie moyenne des états de mer . . . . .	88
5.2	Evolution du climat de vagues sur la période 1979-2009 . . . . .	96
5.3	Conclusions . . . . .	103
<b>III</b>	<b>Projection du climat futur des états de mer à l'horizon 2100</b>	<b>106</b>
<b>6</b>	<b>Descente d'échelle dynamique des états de mer</b>	<b>108</b>
6.1	Simulations spectrales d'états de mer . . . . .	108
6.2	Appréciation des forçages atmosphériques . . . . .	109
6.3	Conclusions . . . . .	112
<b>7</b>	<b>Descente d'échelle statistique des états de mer</b>	<b>114</b>
7.1	Appréciation des forçages atmosphériques . . . . .	114
7.2	Cas théorique : reconstruction du modèle de régression . . . . .	119
7.3	Etapas de la projection d'états de mer . . . . .	120
<b>8</b>	<b>Comparaison des méthodes dynamique et statistique</b>	<b>122</b>
8.1	Comparaison des projections d'états de mer issues des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique . . . . .	122
8.2	Comparaison de l'estimation de l'impact du changement climatique par les méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique . . . . .	139
<b>9</b>	<b>Evolution du climat de vagues en Atlantique Nord-Est</b>	<b>152</b>
9.1	Analyse spatiale du climat moyen de vagues sur la période 2061-2100 . . . . .	152
9.2	Analyse du climat local de vagues sur la période 2061-2100 . . . . .	162
9.3	Conclusions . . . . .	166
	<b>Conclusions générales et perspectives</b>	<b>170</b>
	<b>Annexe</b>	<b>175</b>
<b>A</b>	<b>Décomposition spectrale des états de mer en systèmes élémentaires</b>	<b>178</b>
A.1	Intérêt de la décomposition spectrale . . . . .	178
A.2	Etat de l'art . . . . .	179
A.3	Méthodologie . . . . .	180
A.4	Résultats de la décomposition des spectres d'états de mer . . . . .	181

A.5 Conclusions . . . . .	183
<b>B L'ACP appliquée au <i>predictor</i> anomalie de pression</b>	<b>186</b>
B.1 Application de l'Analyse en Composantes Principales . . . . .	186
<b>Bibliographie</b>	<b>197</b>





# Liste des figures

<b>I</b>	<b>La machine atmosphère-océan</b>	<b>6</b>
<b>1</b>	<b>Les vagues, mouvements de l'océan</b>	<b>8</b>
1.1	Caractérisation d'une vague périodique simple par les visions spatiale et temporelle.	9
1.2	Définition d'une vague par les méthodes de "downward zero-crossing" et "upward zero-crossing". . . . .	11
1.3	Génération d'une surface libre aléatoire par sommation d'ondes harmoniques monochromatiques et monodirectionnelles. . . . .	11
1.4	Contribution de l'élévation de la surface $\Delta var$ d'un spectre de variance bi-dimensionnel.	12
<b>2</b>	<b>La circulation atmosphérique en Atlantique Nord-Est</b>	<b>20</b>
2.1	Schéma de la circulation atmosphérique générale. . . . .	21
2.2	Représentation des centres d'action anticycloniques et dépressionnaires. . . . .	23
2.3	Carte des 4 régimes de temps selon Vautard (1990). . . . .	24
2.4	Schéma de l'Oscillation Nord-Atlantique. . . . .	25
2.5	Evolution de la température moyenne globale selon l'AR4. . . . .	27
2.6	Evolution de la température moyenne globale selon l'AR5. . . . .	28
<b>II</b>	<b>Climat actuel des états de mer</b>	<b>30</b>
<b>3</b>	<b>Descente d'échelle dynamique des états de mer</b>	<b>32</b>
3.1	Maillage océanique d'ANEMOC-2 : 13 426 nœuds, 25 548 éléments. . . . .	39
3.2	Zoom du maillage océanique d'ANEMOC-2 centré sur les côtes françaises. . . . .	39
3.3	Zoom du maillage océanique d'ANEMOC-2 centré sur les côtes bretonnes. . . . .	39
3.4	Maillage côtier d'ANEMOC-2 : 16 295 nœuds, 29 018 éléments. . . . .	40
3.5	Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur la côte aquitaine et les Pertuis Charentais. . . . .	40
3.6	Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur la pointe bretonne. . . . .	41

3.7	Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur le Golfe Normand-Breton. . . . .	41
3.8	Comparaison des vitesses des vents à 10 m à la bouée Brittany. . . . .	43
3.9	Comparaison de la dynamique des vents à 10 m lors de la tempête Johanna à la bouée Brittany. . . . .	43
3.10	Comparaison des vitesses des vents à 10 m à la bouée n°62118. . . . .	44
3.11	Comparaison de la dynamique des vents à 10 m en décembre 2008 à la bouée n° 62118. . . . .	44
3.12	Couverture temporelle des observations altimétriques GlobWave utilisées lors de la calibration d'ANEMOC-2. . . . .	46
3.13	Répartition annuelle du nombre d'observations altimétrique. . . . .	46
3.14	Répartition spatiale par carré de $1^\circ \times 1^\circ$ du nombre d'observations altimétriques. . . . .	47
3.15	Zoom sur les zones d'intérêt : Golfe de Gascogne et Mer du Nord. . . . .	48
3.16	Comparaison des <i>RMSE</i> sur $H_{m0}$ entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques. . . . .	50
3.17	Comparaison des <i>Scatter Index</i> sur $H_{m0}$ entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques. . . . .	51
3.18	Comparaison des biais sur $H_{m0}$ entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques. . . . .	52
3.19	Comparaison des <i>Symmetric Slope</i> sur $H_{m0}$ entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques. . . . .	53
3.20	Comparaison des observations altimétriques de $H_{m0}$ et résultats TOMAWAC pour différentes paramétrisations. . . . .	54
3.21	Evolution des indices statistiques sur la $H_{m0}$ pour la paramétrisation BAJ sur la période 2000-2009. . . . .	55
3.22	Disponibilité des bouées Météo-France/Met Office et Candhis. . . . .	56
3.23	Carte des bouées Météo-France/Met Office et Candhis en milieu hauturier. . . . .	57
3.24	Comparaison des séries temporelles $H_{m0}$ et $T_{m02}$ pour la bouée Gascogne en 2009. . . . .	58
3.25	Diagramme quantile-quantile des observations de $H_{m0}$ et résultats ANEMOC-2. . . . .	58
3.26	Comparaison des observations houlographiques avec les résultats d'ANEMOC-2 pour 3 tempêtes. . . . .	59
3.27	Carte des bouées Météo-France/Met Office et Candhis utilisées pour la validation du modèle côtier. . . . .	62
<b>4</b>	<b>Descente d'échelle statistique des états de mer</b>	<b>66</b>
4.1	Application de l'outil ESTELA au large de La Rochelle. . . . .	70
4.2	Application de l'outil ESTELA au large de Dunkerque. . . . .	70
4.3	Emprise et résolution des <i>predictor</i> et <i>predictand</i> . . . . .	71
4.4	Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE) du <i>predictor</i> GPEC. . . . .	73
4.5	Composantes Principales associées aux 16 premières FOE du <i>predictor</i> GPEC. . . . .	74
4.6	Projection et visualisation des <i>predictors</i> au sein de la base orthogonale empirique. . . . .	75
4.7	Classification des 100 types de temps pour le <i>predictor</i> GPEC (1979-2009). . . . .	76

4.8	Classification des 100 types de temps illustrée par les champs de pression correspondant au <i>predictor</i> GPEC (1979-2009). . . . .	77
4.9	Construction des modèles de régression au nœuds 35 de la façade Atlantique. . . . .	79
4.10	Classification des variables <i>predictands</i> au nœud 35 de la façade Atlantique. . . . .	80
4.11	Classification des variables <i>predictands</i> au nœud 78 à l'approche de la Mer du Nord. . . . .	81
4.12	Probabilités d'occurrence des types de temps pour les GPEC CFSR (1979 à 2009). . . . .	82
4.13	Localisation des 7 nœuds de validation de la méthode de descente d'échelle statistique. . . . .	83
4.14	Validation du modèle statistique par projections des moyennes mensuelles de $H_{m0}$ , $POW$ et $\theta_m$ . . . . .	85
<b>5</b>	<b>Évolution du climat actuel des vagues : 1979-2009</b>	<b>88</b>
5.1	Climatologie moyenne des états de mer en Atlantique. . . . .	89
5.2	Climatologie moyenne saisonnière des états de mer dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. . . . .	91
5.3	Ecart-types saisonniers des états de mer dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. . . . .	91
5.4	Climatologie moyenne et extrême des états de mer en hiver dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. . . . .	92
5.5	Moyennes saisonnières, annuelles et moyennes glissantes sur dix ans des états de mer au point A (Atlantique). . . . .	94
5.6	Moyennes saisonnières, annuelles et moyennes glissantes sur dix ans des états de mer au point B (Manche). . . . .	94
5.7	Moyennes saisonnières, annuelles et moyennes glissantes sur dix ans des états de mer au point C (Mer du Nord). . . . .	95
5.8	Variabilité interannuelle des états de mer dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. . . . .	96
5.9	Moyennes saisonnières des états de mer au point A (Atlantique). . . . .	98
5.10	Moyennes saisonnières des états de mer au point B (Manche). . . . .	99
5.11	Moyennes saisonnières des états de mer au point C (Mer du Nord). . . . .	99
5.12	Tendances d'évolution saisonnières des paramètres moyens d'états de mer. . . . .	101
5.13	Tendances d'évolution saisonnières des écarts-types des paramètres d'états de mer. . . . .	102
5.14	Tendances hivernales des paramètres d'états de mer correspondant aux $H_{m0}$ supérieures au quantile 95. . . . .	102
<b>III</b>	<b>Projection du climat futur des états de mer à l'horizon 2100</b>	<b>106</b>
<b>6</b>	<b>Descente d'échelle dynamique des états de mer</b>	<b>108</b>
6.1	Cartographie des biais saisonniers entre les champs de vent ARPEGE-CLIMAT et CFSR (1979-2000). . . . .	110

6.2	Cartographie des biais saisonniers entre les états de mer de DynRef et d'ANEMOC-2 (1979-2000).	111
<b>7</b>	<b>Descente d'échelle statistique des états de mer</b>	<b>114</b>
7.1	Biais et <i>Scatter Index</i> des champs de pression entre ARPEGE-CLIMAT et CFSR (1979-1999).	115
7.2	Biais saisonniers des champs de pression bruts et champs de pression centrés entre ARPEGE-CLIMAT et CFSR (1979-1999).	116
7.3	Classification en types de temps du <i>predictor</i> GPEC et des champs de pression associés (1979-1999).	117
7.4	Probabilités d'occurrence par types de temps des <i>predictors</i> GPEC CFSR et ARPEGE-CLIMAT.	117
7.5	Probabilités d'occurrence par types de temps des <i>predictors</i> GPEC des modèles du Max Planck Institute et du Met Office issus des projets CMIP 3 et CMIP 5.	118
<b>8</b>	<b>Comparaison des méthodes dynamique et statistique de descente d'échelle</b>	<b>122</b>
8.1	Atlantic mesh of dynamical wave simulation.	125
8.2	Sea Level Pressure field classification into 100 weather types.	128
8.3	100 SWH histograms representing the wave climate at the Atlantic coastal predictand node number 35.	128
8.4	Monthly averaged time series of SWH from 2061 to 2100 for B1, A1B, A2 scenarios of ARPEGE-CLIMAT at node 35.	131
8.5	Joint distributions of annual climatology (SWH, $T_{m02}$ ) and ( $POW, \theta_m$ ) at node 35.	131
8.6	Relative entropy between DD and SD methods for the joint distributions (SWH, $T_{m02}$ ) and ( $POW, \theta_m$ ).	132
8.7	Distributions of monthly mean values and standard deviations of SWH from DD and SD from 2061 to 2100.	132
8.8	Relative differences (%) of means and standard deviations of seasonal SWH between DD and SD.	133
8.9	SWH seasonal histograms of DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT.	134
8.10	$T_{m02}$ seasonal histograms of DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT.	134
8.11	Monthly quantile distributions of SWH for DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT.	134
8.12	Interannual and intra-annual variability of SWH under DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT.	136
8.13	Inter-comparaisons des simulations dynamiques et statistiques d'ARPEGE-CLIMAT pour le climat de vagues futur et présent au point P1 (Atlantique), à l'échelle saisonnière.	137
8.14	Inter-comparaisons des simulations dynamiques et statistiques d'ARPEGE-CLIMAT pour le climat de vagues futur et présent aux points P1 (Atlantique), P2 (Manche), P3 (Mer du Nord) à l'échelle annuelle.	138
8.15	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $H_{m0}$ en été.	141

8.16	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $H_{m0}$ au printemps. . . . .	143
8.17	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $H_{m0}$ en automne. . . . .	144
8.18	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $T_{m02}$ en été. . . . .	145
8.19	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $T_{m02}$ au printemps. . . . .	146
8.20	Comparaison de l'impact du changement climatique sur la moyenne et la variabilité de $T_{m02}$ en automne. . . . .	147
8.21	Localisation des six points "résultats". . . . .	148
8.22	Schéma de principe de la visualisation de la variabilité inter-saisonnière. . . . .	149
8.23	Comparaison de l'impact du changement climatique sur les variabilités inter-saisonnières de $H_{m0}$ . . . . .	149
<b>9</b>	<b>Evolution du climat de vagues en Atlantique Nord-Est</b>	<b>152</b>
9.1	Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en hiver sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	155
9.2	Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer au printemps sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	155
9.3	Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en été sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	156
9.4	Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en automne sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	156
9.5	Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer associés aux quantiles 95 de $H_{m0}$ en hiver sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	158
9.6	Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens en hiver sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	159
9.7	Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens au printemps sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	159
9.8	Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens en été sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	160
9.9	Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens au automne sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	160
9.10	Impact du changement climatique sur la variabilité interannuelle des paramètres d'états de mer sous les scénarios B1, A1B et A2. . . . .	161
9.11	Impact du changement climatique sur les distributions jointes $(H_{m0}, T_{m02})$ et $(POW, \theta_m)$ et distributions mensuelles des quantiles de $H_{m0}$ au point A (Atlantique). . . . .	164
9.12	Impact du changement climatique sur les distributions jointes $(H_{m0}, T_{m02})$ et $(POW, \theta_m)$ et distributions mensuelles des quantiles de $H_{m0}$ au point B (Manche). . . . .	165
9.13	Impact du changement climatique sur les distributions jointes $(H_{m0}, T_{m02})$ et $(POW, \theta_m)$ et distributions mensuelles des quantiles de $H_{m0}$ au point C (Mer du Nord). . . . .	166

<b>Annexe</b>	<b>175</b>
<b>A La décomposition spectrale des états de mer en systèmes élémentaires</b>	<b>178</b>
A.1 Evolution et caractérisation des systèmes de vagues issus d'ANEMOC-2 à la localisation de la bouée des Pierres Noires du 17 au 21 décembre 2006. . . . .	182
A.2 Décomposition du spectre de variance ANEMOC-2 en systèmes de houles et mer de vent au niveau de la bouée des Pierres Noires pour trois dates de décembre 2006. . .	183
<b>B L'ACP appliquée au <i>predictor</i> anomalie de pression</b>	<b>186</b>
B.1 Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE) du <i>predictor</i> anomalie de pression (1979-1999). . . . .	187
B.2 Composantes Principales associées aux 8 premières FOE du <i>predictor</i> anomalie de pression. . . . .	187

# Liste des tableaux

<b>I</b>	<b>La machine atmosphère-océan</b>	<b>6</b>
<b>1</b>	<b>Les vagues, mouvements de l'océan</b>	<b>8</b>
1.1	Comportement asymptotique de quelques paramètres de vagues en faible et grande profondeur d'eau. . . . .	10
1.2	Informations générales des satellites de la base GlobWave. . . . .	16
<b>2</b>	<b>La circulation atmosphérique en Atlantique Nord-Est</b>	<b>20</b>
2.1	Résolution des champs de vent à 10 m des principales réanalyses globales. . . . .	26
<b>II</b>	<b>Climat actuel des états de mer</b>	<b>30</b>
<b>3</b>	<b>Descente d'échelle dynamique des états de mer</b>	<b>32</b>
3.1	Comparaison des réanalyses et observations de champs de vent aux bouées Brittany et n°62118. . . . .	45
3.2	Comparaison des observations altimétriques de $H_{m0}$ et résultats de la paramétrisation BAJ. . . . .	55
3.3	Indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 Océanique et observations. . . . .	59
3.4	Comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 et observations pour les événements majeurs entre 1999 et 2009. . . . .	61
3.5	Indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 Côtier et observations. . . . .	62
<b>4</b>	<b>Descente d'échelle statistique des états de mer</b>	<b>66</b>
4.1	Validation du choix du <i>predictor</i> . . . . .	86

<b>III</b>	<b>Projection du climat futur des états de mer à l’horizon 2100</b>	<b>106</b>
<b>7</b>	<b>Descente d’échelle statistique des états de mer</b>	<b>114</b>
7.1	Appréciation des modèles climatiques du Max Planck Institute et du Met Office issus des projets CMIP 3 et CMIP 5. . . . .	119
<b>8</b>	<b>Comparaison des méthodes dynamique et statistique de descente d’échelle</b>	<b>122</b>
8.1	Source d’incertitude majeure pour l’estimation de l’impact du changement climatique sur les moyennes de $H_{m0}$ et $T_{m02}$ . . . . .	150
<b>9</b>	<b>Evolution du climat de vagues en Atlantique Nord-Est</b>	<b>152</b>
9.1	Impact du changement climatique sur l’évolution des paramètres moyens d’états de mer par saison aux points A, B et C. . . . .	163
	<b>Annexe</b>	<b>175</b>
<b>A</b>	<b>La décomposition spectrale des états de mer en systèmes élémentaires</b>	<b>178</b>
A.1	Paramètres réduits des systèmes de houles et mer de vent ANEMOC-2 au point de la bouée Pierres Noires pour trois dates de décembre 2006. . . . .	183



# Nomenclature

## Symboles latins

$A$	Facteur de suppression de bruit (décomposition spectrale) . . . . .	( $\text{m}^2 \text{ Hz}^4$ )
$a_i$	Amplitude des vagues . . . . .	(m)
$a_n$	Coefficients de Fourier dans la décomposition en série de Fourier de $D(f, \theta)$ . . . . .	(-)
$B$	Facteur de suppression de bruit (décomposition spectrale) . . . . .	( $\text{Hz}^4$ )
$b_n$	Coefficients de Fourier dans la décomposition en série de Fourier de $D(f, \theta)$ . . . . .	(-)
$\tilde{B}$	Matrice Jacobienne . . . . .	(-)
$C$	Vitesse de phase . . . . .	( $\text{m s}^{-1}$ )
$C_g$	Vitesse de groupe . . . . .	( $\text{m s}^{-1}$ )
$d$	Bathymétrie . . . . .	(m)
$D(f, \theta)$	Fonction de répartition angulaire . . . . .	( $\text{rad}^{-1}$ )
$E(f)$	Densité spectrale de variance ou spectre de variance fréquentiel . . . . .	( $\text{m}^2 \text{ Hz}^{-1}$ )
$e_m$	Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE) . . . . .	(-)
$f$	Fréquence d'une vague . . . . .	( $\text{Hz} = \text{s}^{-1}$ )
$F(f, \theta)$	Densité spectro-angulaire de variance ou spectre de variance directionnel . . . . .	( $\text{m}^2 \text{ Hz}^{-1} \text{ rad}^{-1}$ )
$f_a$	Fréquence absolue . . . . .	(Hz)
$f_{moyWS}$	Fréquence moyenne relative à la mer du vent . . . . .	(Hz)
$f_p$	Fréquence de pic . . . . .	(Hz)
$f_r$	Fréquence relative . . . . .	(Hz)
$g$	Accélération de la pesanteur . . . . .	( $\text{m s}^{-2}$ )
$H$	Hauteur d'une vague . . . . .	(m)
$H_{1/i}$	Hauteur moyenne de la fraction 1/i des vagues les plus élevées (approche vague à vague) . . . . .	(m)
$H_{m0}$	Hauteur spectrale significative d'une vague . . . . .	(m)
$H_{max}$	Hauteur maximale d'une vague (approche vague à vague) . . . . .	(m)
$H_{moy}$	Hauteur moyenne d'une vague (approche vague à vague) . . . . .	(m)
$H_{rms}$	Hauteur quadratique moyenne d'une vague (approche vague à vague) . . . . .	(m)

$H_s$	Hauteur significative d'une vague .....	(m)
$k$	Nombre d'onde .....	(rad m <sup>-1</sup> )
$L$	Longueur d'onde des vagues .....	(m)
$m_n$	Moment d'ordre n du spectre de variance .....	(m <sup>2</sup> s <sup>-n</sup> )
$N(f, \theta)$	Densité spectro-angulaire d'action ou spectre d'action d'onde des vagues	(m <sup>2</sup> Hz <sup>-2</sup> rad <sup>-2</sup> )
$p_i$	Probabilité d'occurrence du type de temps $i$ .....	(-)
$POW$	Puissance linéique des vagues .....	(kW/m)
$Q$	Termes sources et puits .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{bf}$	Terme puit de dissipation d'énergie par friction sur le fond .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{br}$	Terme puit de dissipation d'énergie par déferlement bathymétrique .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{ds}$	Terme puit de dissipation d'énergie par moutonnement .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{in}$	Terme source de génération des vagues par le vent .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{nl}$	Terme d'interactions non-linéaires entre quadruplets de fréquences .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{tr}$	Terme d'interactions non-linéaires entre triplet de fréquences .....	(m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$s$	Cambrure d'une vague .....	(-)
$T$	Période d'une vague .....	(s)
$T_E, T_{m-10}$	Période énergétique des vagues calculée à partir des moments d'ordre -1 et 0 .....	(s)
$T_{m02}$	Période moyenne des vagues calculée à partir des moments d'ordre 0 et 2. ....	(s)
$T_{max}$	Période maximale d'une vague (approche vague à vague) .....	(s)
$T_{moy}$	Période moyenne d'une vague (approche vague à vague) .....	(s)
$T_{pR5}$	Période de pic des vagues selon la méthode de Read à l'ordre 5 .....	(s)
$U_{10}$	Vitesse du vent à 10 m .....	(m s <sup>-1</sup> )
$u_m$	Composantes Principales associées aux FOE .....	(-)
$\vec{U}, U_x, U_y$	Vitesse du courant océanique ambiant dans l'espace (x,y) .....	(m s <sup>-1</sup> )
$X$	<i>Predictor</i> ou prédicteur de la méthode de descente d'échelle statistique .....	(-)
$(x,y)$	Espace plan de l'océan .....	(-)
$Y$	<i>Predictand</i> ou variable à prédire de la méthode de descente d'échelle statistique .....	(-)

### Symboles grecs

$\alpha_i$	Phase de la composante $i$ d'une vague .....	(rad)
$\alpha_P$	Constante de Phillips .....	(-)
$\Delta_f$	Discrétisation fréquentielle .....	(Hz)
$\Delta_t$	Discrétisation temporelle .....	(s)

---

$\Delta_\theta$	Discrétisation angulaire .....	(rad)
$\eta(x, y, t)$	Elévation de la surface libre .....	(m)
$\gamma$	Facteur d'élancement .....	(-)
$\kappa$	Facteur d'étalement pour la combinaison de systèmes de vagues (décomposition spectrale) (-)	
$\omega$	Pulsation intrinsèque (relative) d'une vague .....	(rad s <sup>-1</sup> )
$\Omega$	Pulsation absolue d'une vague observée dans un repère fixe .....	(rad s <sup>-1</sup> )
$\rho$	Masse volumique .....	(kg m <sup>-3</sup> )
$\sigma_{etal}$	Etalement directionnel des vagues .....	(rad)
$\theta$	Direction d'une vague .....	(rad)
$\theta_m$	Direction moyenne des vagues .....	(rad)
$\varepsilon$	Densité spectro-angulaire d'énergie ou spectre directionnel d'énergie ....	(kg s <sup>-2</sup> Hz <sup>-1</sup> rad <sup>-1</sup> )
$\xi$	Facteur de combinaison de système de vagues (décomposition spectrale) .....	(-)





# Introduction

La connaissance du climat des états de mer est de première importance pour de nombreuses applications dans plusieurs secteurs industriels (offshore, maritimes, portuaires), et pour plusieurs champs de recherche. Elle permet notamment de comprendre l'évolution des zones côtières, d'estimer les risques de submersion liés aux événements de tempêtes extrêmes, de dimensionner les ouvrages de protection en bord de mer, de caractériser la ressource houlomotrice ou encore d'appréhender les processus d'érosion et accrétion des plages. Ce mémoire a pour objectif d'approfondir cette connaissance en Atlantique nord-est, et aux abords des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France en particulier, pour le climat de vagues actuel et ses évolutions futures possibles, dans le contexte grandissant de la caractérisation des impacts potentiels du changement climatique.

Plus précisément, les grandes orientations qui ont motivé la présente thèse sont :

- Amélioration de la connaissance du climat actuel des vagues aux abords des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord à travers : (i) l'analyse pour différentes zones géographiques des distributions statistiques des paramètres d'états de mer (hauteur significative  $H_{m0}$ , périodes moyenne  $T_{m02}$  et de pic  $T_p$ , direction moyenne, flux d'énergie, etc.), sur une base annuelle et par saison, analyse des distributions bivariées (par exemple  $(H_{m0}, T_{m02})$ ), etc ; et (ii) la caractérisation des variabilités saisonnières et interannuelles ; et (iii) la définition des éventuelles tendances d'évolution sur la période actuelle 1979-2009. Ainsi, ce travail apporte des réponses aux problématiques actuelles de caractérisation des états de mer, mais sert également de pré-requis à l'estimation de l'impact du changement climatique sur les vagues.
- Etude prospective des tendances d'évolution de cette climatologie des vagues à échéance fin du XXI<sup>e</sup> siècle en considérant différents scénarios de changement climatique. Comment les distributions des paramètres d'états de mer (valeurs moyennes et extrêmes, distributions bivariées, etc.) sont-elles susceptibles de varier dans les différentes zones d'intérêt ? Peut-on quantifier les incertitudes associées à ces estimations et faire la part entre celles qui sont liées au scénario de changement climatique, au modèle climatique considéré, à la méthode de descente d'échelle utilisée ?

Ces deux grands axes nous ont conduit à considérer successivement le climat de vagues actuel et ses évolutions possibles pour le futur.

## Climat actuel des vagues

Par climat actuel, on entend celui des dernières décennies écoulées (ici nous considérons les 31 années de 1979 à 2009). Ce climat actuel peut être étudié sur la base (i) de mesures *in situ* (i.e. par bouées houlographiques), mais cette source d'information reste locale au niveau des bouées ; (ii) de mesures satellitaires (Zieger, 2010), mais les données ne sont pas continues et ne sont disponibles dans des volumes intéressants que depuis le milieu des années 1990 ; ou (iii) de simulations numériques rétrospectives à l'aide d'un modèle spectral d'états de mer. C'est cette troisième option que nous avons choisie pour ce travail avec la construction d'une base d'états de mer rétrospective sur la période 1979-2009 à partir de simulations spectrales de vagues du code de 3<sup>ème</sup> génération TOMAWAC

(Benoit *et al.*, 1996) et des forçages atmosphériques de la réanalyse CFSR (Saha *et al.*, 2010). La base d'états de mer, nommée ANEMOC-2 pour "Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier", décrit la propagation des états de mer sur l'ensemble de l'Océan Atlantique par la modélisation des processus de génération, transfert et dissipation d'énergie avec une résolution horaire et une résolution spatiale de 20 km le long des côtes européennes et de 1 km le long des côtes françaises.

## Projection du climat futur des vagues

L'estimation des impacts possibles du changement climatique sur les états de mer se fonde sur trois principes clés : la connaissance de la climatologie des états de mer pour le climat actuel, fournie par ANEMOC-2, l'application des scénarios de changement climatique issus de modèles climatiques globaux (*Global Climate Models*, GCMs) et enfin l'estimation des incertitudes intrinsèques aux scénarios, modèles climatiques et méthodes de descente d'échelle.

En effet, les modèles climatiques développés par les centres météorologiques (Météo-France, Met Office, Max Planck Institute, Canadian Center for Climate Modelling and Analysis, etc) fournissent des estimations actuelles et futures des paramètres atmosphériques tels que les champs de pression, vent, humidité ou température, mais ne sont pas couplés aux modèles de vagues. Ainsi, la projection du climat de vagues futur nécessite l'application d'une méthode de descente d'échelle de GCMs. Les deux méthodes les plus utilisées sont la descente d'échelle dynamique et la descente d'échelle statistique, pour lesquelles de nombreuses variantes existent. La première méthode consiste à réaliser des simulations d'états de mer sur une période continue de plusieurs décennies à partir d'un modèle spectral de vagues, et la seconde consiste en l'application d'un modèle de régression dont une des techniques possibles est l'approche des types de temps. L'avantage de la première méthode réside dans la modélisation physique des états de mer et une résolution spatio-temporelle dense des résultats alors que la seconde bénéficie d'un temps de calcul court et permet aisément une simulation d'ensemble de plusieurs modèles et scénarios.

Soulignons que la difficulté principale de l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer réside dans l'estimation des incertitudes associées. Celles-ci sont intrinsèques aux modèles climatiques, aux scénarios de changement climatique et à la méthode de descente d'échelle. L'unique solution pour approcher l'incertitude des résultats d'impact de changement climatique sur les états de mer consiste en la simulation d'ensemble de plusieurs membres.

Dans ce contexte, l'objectif de la thèse est d'apporter une réponse pertinente à l'estimation de l'impact du changement climatique sur le climat de vagues en Atlantique nord-est et notamment par la prise en compte des incertitudes intrinsèques aux méthodes de descente d'échelle. Ainsi, deux méthodes de descente d'échelle, l'une dynamique et l'autre statistique, ont été appliquées, et les résultats comparés en 110 nœuds répartis autour des côtes françaises pour les trois principaux scénarios de changement climatique du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007) : B1, A1B et A2 du modèle ARPEGE-CLIMAT de Météo-France (Salas-Mélia *et al.*, 2005) sur la période 2061-2100. Cette approche originale permet de confronter les résultats des deux méthodes et d'évaluer la pertinence des hypothèses de la méthode statistique par rapport à la méthode dynamique, dont les résultats, dans ce contexte théorique, sont considérés comme la référence.

## Organisation du manuscrit

Pour répondre aux questions relatives à l'amélioration des connaissances sur le climat actuel des vagues et à la problématique d'estimation des impacts possibles du changement climatique sur les états de mer en Atlantique nord-est, nous proposons une organisation du manuscrit en neuf chapitres répartis en trois parties :

- La première partie permet d'introduire et de caractériser les vagues et états de mer (*Chapitre 1*) ainsi que certains phénomènes clefs du climat et de la dynamique atmosphérique en Atlantique nord-est (*Chapitre 2*).
- La seconde partie s'oriente autour de l'étude du climat actuel de vagues sur la période 1979-2009. La construction de la base d'états de mer ANEMOC-2 par descente d'échelle dynamique de la réanalyse CFSR est détaillée (*Chapitre 3*). La méthode de descente d'échelle statistique est construite et validée pour le climat présent à partir d'ANEMOC-2 (*Chapitre 4*). Enfin, la base ANEMOC-2 est exploitée pour définir la climatologie moyenne actuelle des états de mer en Atlantique nord-est, ainsi que les tendances d'évolution des paramètres moyens sur la période 1979-2009.
- La troisième partie décrit les méthodes, les comparaisons et les projections des états de mer futurs sous les scénarios de changement climatique B1, A1B et A2 du modèle ARPEGE-CLIMAT sur la période 2061-2100. Premièrement, les hypothèses des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique appliquées à la projection des états de mer futurs sont introduits (*Chapitres 6 et 7*). La comparaison des résultats issus des deux approches est développée en 110 nœuds entourant les côtes françaises, entre les scénarios d'une part, et en terme d'impact du changement climatique d'autre part (*Chapitre 8*). Enfin, on terminera par l'estimation de l'impact du changement climatique en Atlantique nord-est à partir de la descente d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT (*Chapitre 9*).

Finalement, la conclusion générale du manuscrit synthétise les études effectuées, les principaux résultats obtenus ainsi que les perspectives nées des travaux réalisés.





## Partie I

# Les vagues et états de mer dans la machine atmosphère-océan



# Chapitre 1

## Les vagues, mouvements de l'océan

L'étude de la climatologie des états de mer dans la partie nord-est de l'Océan Atlantique et en particulier à l'approche des côtes françaises (Atlantique, Manche et Mer du Nord) est la problématique clef autour de laquelle s'oriente le manuscrit. Ce premier chapitre a pour but de préciser le cadre de notre étude, de rappeler des définitions et des terminologies relatives au phénomène des vagues, d'introduire les échelles auxquelles elles sont étudiées. Nous rappelons également les approches théoriques permettant la caractérisation des états de mer : l'analyse vague à vague et l'analyse spectrale.

Dans le cadre de la thèse, nous nous intéressons en particulier à la génération des vagues par le vent et à leur propagation aux échelles océanique et côtière, ainsi qu'à la caractérisation du climat d'états de mer présent et futur sur une période pluri-annuelle. Pour ce faire, nous nous basons notamment sur les améliorations constantes des modèles numériques et des observations de vagues décrites à la fin du chapitre.

Ce chapitre reprend des notions présentées en détail dans les ouvrages de référence tels que Holthuijsen (2007); Tucker et Pitt (2001); Young (1999) ou les supports de cours dispensés à l'ENSTA ParisTech (Ardhuin *et al.*, 2013) et à l'école des Ponts ParisTech (Benoit *et al.*, 2007). De ce fait, il ne se substitue pas à ces ouvrages de référence vers lesquels le lecteur est invité à se reporter pour tout complément.

### 1.1 Les vagues générées par le vent

De nombreux mouvements régissent la dynamique de la surface des océans : les vagues, les marées, les tsunamis, les surcotes et les ondes infra-gravitaires notamment. Chaque phénomène est caractérisé par une origine ou un mécanisme générateur différent et par un intervalle de périodes caractéristiques. La période des marées varie suivant les sites de l'ordre de 12 ou 24 h, une surcote a une période de un à quelques jours selon l'événement météorologique qui l'a créée. Dans ce manuscrit, nous nous intéressons aux vagues de gravité générées par le vent et propagées à l'échelle océanique et côtière. Elles sont caractérisées par des périodes comprises entre 2 et 25 s typiquement. Il existe d'autres types de vagues de périodes caractéristiques différentes : les seiches et ondes infra-gravitaires ont une période variant de quelques minutes à quelques dizaines de minutes et les vagues capillaires se caractérisent par une période inférieure à la seconde.

Lorsque les vagues sont en formation et observées dans la zone de génération par le vent (la distance d'action du vent est nommée "fetch"), elles correspondent à "la mer de vent" : elles présentent un fort étalement directionnel, leurs hauteurs sont souvent irrégulières et leurs périodes comprises entre 2 et 8 s. Après leur formation, les vagues sont amenées à quitter la zone de génération et à se propager : elles présentent alors un aspect plus ordonné et leurs crêtes tendent à être parallèles entre elles (i.e. elles présentent un faible étalement directionnel) et leurs périodes caractéristiques

sont de l'ordre de 9 à 25 s. Ces vagues, nommées “houle océanique”, peuvent traverser les océans. En conditions réelles, la mer est souvent composée de divers systèmes de vagues où des houles océaniques de différentes origines peuvent se superposer à une mer de vent locale ; l'agitation locale résultante est nommée “état de mer”.

Lors de la propagation des vagues jusqu'en domaine côtier, des phénomènes de dissipation et de transfert d'énergie apparaissent : dissipation par moutonnement au large, par frottement sur le fond à l'approche des côtes et redistribution de l'énergie des vagues suite aux interactions non linéaires vagues-vagues. La propagation vers les faibles profondeurs d'eau engendre également des modifications dans la forme des vagues : elles se cambrent et deviennent asymétriques, puis dissipent une partie de leur énergie au cours du déferlement. Enfin, des variations dans la direction de propagation sont perçues suite aux phénomènes de réfraction et de diffraction à l'approche des côtes.

## 1.2 Caractérisation d'une vague périodique simple

Considérons une onde périodique simple, telle que présentée sur la figure 1.1, qui se propage sur une profondeur d'eau notée  $d$  correspondant à la distance entre le niveau moyen de la mer et le fond (bathymétrie).

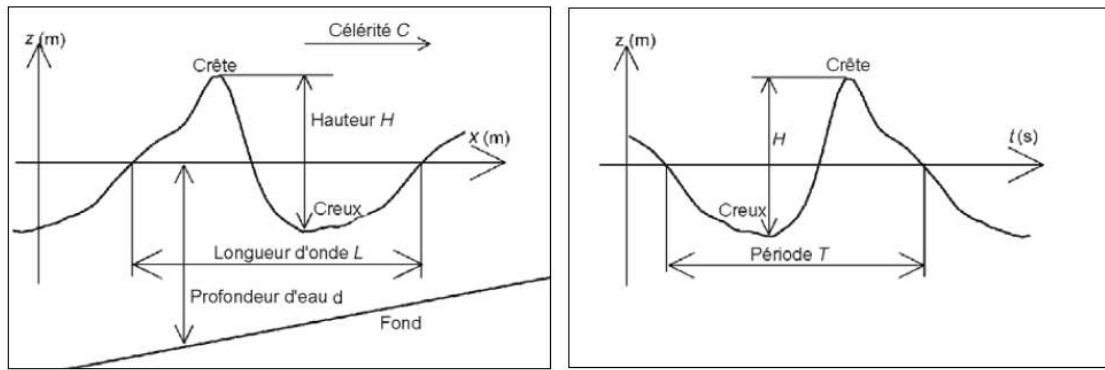


Figure 1.1: Caractérisation d'une vague périodique simple par les visions spatiale (gauche) et temporelle (droite). Source : Benoit *et al.* (2007).

Ainsi, une vague se définit par le profil de l'élévation de la surface océanique entre deux points successifs correspondant au niveau moyen. Les paramètres suivants permettent de la caractériser :

- la hauteur  $H$  : distance verticale entre le creux et la crête de la vague ;
- la période  $T$  : intervalle de temps entre deux croisements successifs de la vague et du niveau moyen ou de façon équivalente : la fréquence  $f = \frac{1}{T}$  et la pulsation  $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$  ;
- la longueur d'onde  $L$  : distance horizontale entre deux croisements successifs de la vague et du niveau moyen ou de façon équivalente : le nombre d'onde  $k = 2\pi/L$  ;
- la célérité de phase de la vague  $C = L/T$  ;
- la direction de propagation de la vague  $\theta$ . Dans le mémoire, nous utilisons la convention direction de propagation par rapport au Nord dans le sens horaire.

A partir de ces paramètres physiques, plusieurs paramètres adimensionnels peuvent être calculés. Citons la profondeur d'eau relative  $d/L$  ou  $kd$  et la période adimensionnelle  $T(g/d)^{1/2}$  permettant la

mesure de l'influence de la profondeur d'eau sur la dynamique des vagues. Le degré de non-linéarité d'une vague et la proximité du déferlement peuvent s'apprécier par la cambrure  $s = H/L$  ou la hauteur relative  $H/d$  des vagues en faible profondeur d'eau.

Enfin, pour relier les visions spatiale et temporelle d'une vague, il convient d'introduire la relation de dispersion issue de la théorie linéaire des vagues (Equation. 1.1) :

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1.1)$$

où  $g$  correspond à la gravité.

La vitesse de groupe des vagues, correspondant à la vitesse de propagation de l'énergie, est donnée par l'équation 1.2 :

$$C_g = nC = \left[ \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \right] \frac{L}{T} \quad (1.2)$$

Le tableau 1.1 présente les comportements asymptotiques des propriétés des vagues en profondeur infinie ou très faible.

	Approximation en eau peu profonde $\frac{d}{L} < \frac{1}{25}$ ou $T\sqrt{\frac{g}{d}} > 25$	Approximation en eau profonde $\frac{d}{L} > 0.5$ ou $T\sqrt{\frac{g}{d}} < 4$
Relation de dispersion	$\omega^2 = gdk^2$	$\omega^2 = gk$
Longueur d'onde (m)	$L = T\sqrt{gd}$	$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$
Vitesse de phase (m/s)	$C = \sqrt{gd}$	$C_0 = \frac{gT}{2\pi}$
Vitesse de groupe (m/s)	$C_g = \sqrt{gd}$	$C_{g0} = \frac{gT}{4\pi}$

Tableau 1.1: Comportement asymptotique de quelques paramètres de vagues en faible et grande profondeur d'eau.

### 1.3 Caractérisation des états de mer

Nous allons présenter les deux approches les plus utilisées pour caractériser les états de mer : l'approche vague à vague et l'approche spectrale.

#### 1.3.1 Approche vague à vague

L'approche statistique vague à vague étudie les mouvements verticaux d'une série de vagues découpées par les méthodes "downward zero-crossing" ou "upward zero-crossing" (Figure 1.2). Ces méthodes de mesure découpent respectivement une vague - profil de l'élévation de la surface océanique entre deux points successifs correspondant au niveau moyen - lors d'un mouvement descendant ou ascendant. Les deux approches sont identiques pour des vagues en eaux profondes, mais leurs résultats divergent pour les vagues en faible profondeur d'eau. Parmi les deux variantes, la méthode "downward zero-crossing" est préconisée car elle conserve le front de vague intacte.

Après avoir découpé une série de vagues et défini les couples hauteur-période de chaque vague isolée, différents paramètres statistiques peuvent être calculés. Pour la hauteur, nommons : la hauteur moyenne des vagues  $H_{moy}$ , la hauteur quadratique moyenne  $H_{rms}$ , la hauteur maximale  $H_{max}$ , la moyenne de la fraction  $1/i$  des vagues les plus élevées  $H_{1/i}$ . Un paramètre particulier est la moyenne du tiers des vagues les plus hautes  $H_{1/3}$ , nommée hauteur significative  $H_s$ , car elle correspond à l'estimation visuelle des vagues obtenue par un observateur averti. En complément, différentes caractérisations de la période existent : la période moyenne  $T_{moy}$ , la période maximale  $T_{max}$ , la

moyenne des périodes associées au tiers des vagues les plus hautes  $T_{H_{1/3}}$  ou encore la période de la hauteur maximale  $T_{H_{max}}$ .

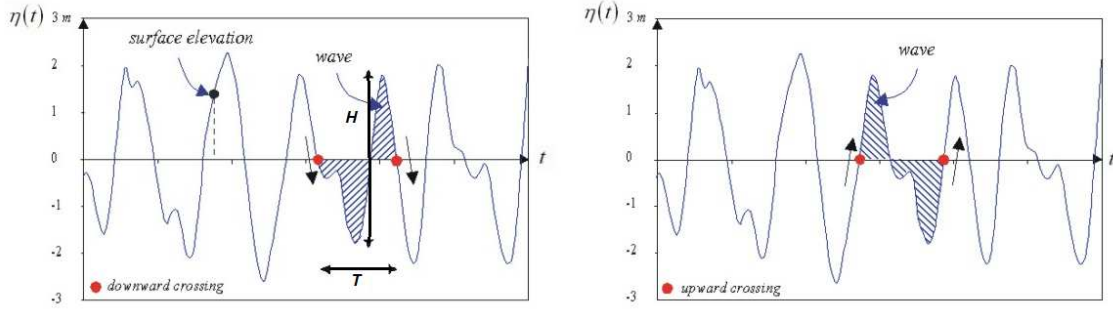


Figure 1.2: Définition d'une vague par les méthodes de "downward zero-crossing" et "upward zero-crossing". Source : Holthuijsen (2007).

L'observation d'un état de mer sur une période suffisamment longue permet de paramétrer la distribution des vagues par une loi. En eau profonde, la loi de Rayleigh permet une bonne approximation, à l'exception de la queue de distribution, alors que des modèles plus complexes sont nécessaires en faible profondeur d'eau.

### 1.3.2 Approche spectrale

Le principe de l'approche spectrale correspond à la représentation de l'élévation de la surface libre  $\eta(x, y, t)$  en fonction du temps  $t$  et de l'espace plan de l'océan  $(x, y)$  comme une superposition linéaire de  $N$  vagues sinusoïdales monochromatiques et monodirectionnelles indépendantes les unes des autres (Equation 1.3).

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^N \eta_i(x, y, t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(k_i x \cos \theta_i + k_i y \sin \theta_i - \omega_i t + \alpha_i) \quad (1.3)$$

où  $a_i$ ,  $k_i = 2\pi f_i$ ,  $\omega_i$ ,  $\theta_i$  et  $\alpha_i$  correspondent à l'amplitude, au nombre d'onde, à la pulsation, à la direction de l'onde monochromatique par rapport à l'axe  $x$  du plan et à la phase de la  $i^{\text{ème}}$  composante.

La somme de ces fonctions périodiques peut être décrite par une analyse en séries de Fourier (Equation 1.4) afin d'obtenir le spectre des amplitudes  $a_i$  et de phases  $\alpha_i$  pour l'ensemble des fréquences  $f_i$  (Figure 1.3).

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(2\pi f_i t + \alpha_i) \quad (1.4)$$

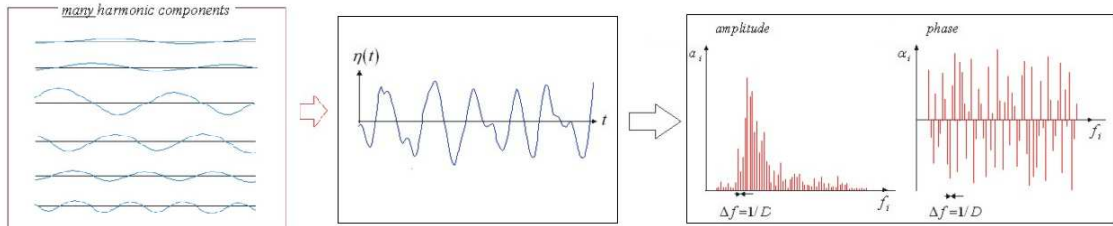


Figure 1.3: Génération d'une surface libre aléatoire par sommation d'ondes harmoniques monochromatiques et monodirectionnelles. Spectres d'amplitude et de phase associés. Source : Holthuijsen (2007).

Le domaine d'application de la méthode est limité aux vagues de faible ou moyenne cambrures (i.e. éloignées du déferlement), ce qui se traduit par une variation uniforme de la phase entre 0 et  $2\pi$ . De ce fait, nous nous plaçons dans le cas d'un modèle à phases moyennées et conservons uniquement l'information de la distribution de l'amplitude  $a$  en fonction des fréquences. Celle-ci se voit transformer en spectre de densité de variance de l'élévation de la surface libre  $F$  sous deux écritures possibles : un spectre de variance fréquentiel  $E(f)$  (Equation 1.5) ou un spectre de variance directionnel  $F(f, \theta)$  (Equation 1.7, Figure 1.4). Les deux écritures sont reliées par la fonction de répartition angulaire  $D(f, \theta)$  (Equation 1.9) vérifiant la propriété 1.10. Ainsi, la fonction  $2\pi$ -périodique  $D(f, \theta)$  traduit la répartition angulaire de la variance pour chaque fréquence au sein du spectre.

$$E(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} \frac{1}{2} \overline{a^2} \quad (1.5)$$

$$E(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} \frac{1}{2} \overline{a^2} \quad (1.6)$$

où  $\bar{a}$  correspond à la moyenne des amplitudes issues d'un grand nombre de vagues.

$$F(f, \theta) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{\Delta \theta \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta \theta \Delta f} \frac{1}{2} \overline{a^2} \quad (1.7)$$

$$F(f, \theta) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{\Delta \theta \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta \theta \Delta f} \frac{1}{2} \overline{a^2} \quad (1.8)$$

$$F(f, \theta) = E(f)D(f, \theta) \quad (1.9)$$

$$\int_0^{2\pi} D(f, \theta) d\theta = 1 \quad (1.10)$$

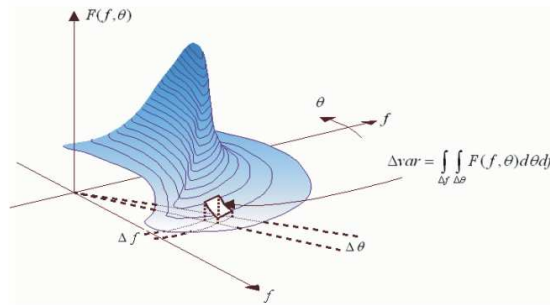


Figure 1.4: Contribution de l'élévation de la surface  $\Delta var$  d'un spectre de variance bi-dimensionnel  $(\Delta f, \Delta \theta)$ . Source : Holthuijsen (2007).

En complément, le spectre d'énergie  $\varepsilon(f, \theta)$  est relié au spectre de variance  $F(f, \theta)$  par la relation suivante :

$$\varepsilon(f, \theta) = \rho g F(f, \theta) \quad (1.11)$$

où  $\rho$  est la masse volumique de l'eau de mer.



Ainsi, le spectre de variance décrit un état de mer réel, simple ou complexe (multi-pics). Un spectre étroit décrit des vagues régulières (de type houle océanique), alors qu'un spectre large décrit des vagues irrégulières (de type mer de vent).

Notons cependant qu'en présence d'un courant ambiant dû par exemple à la marée, les spectres de variance  $F(f, \theta)$  et d'énergie  $\varepsilon(f, \theta)$  ne sont pas conservés, alors que le spectre d'action d'onde  $N(f, \theta)$  l'est. Cette nouvelle variable est liée au spectre de variance par la fréquence angulaire relative (ou pulsation  $\sigma$ ) observée dans un repère mobile se déplaçant à la vitesse du courant ambiant  $\vec{U}$  (Equation 1.12). La pulsation absolue  $\Omega$  observée dans un repère fixe est liée à la pulsation relative par l'effet Doppler (Equation 1.13).

$$N(f, \theta) = \frac{F(f, \theta)}{\sigma} \quad (1.12)$$

$$\Omega(\vec{k}) = \sigma + \vec{k} \cdot \vec{U} \quad (1.13)$$

Ainsi, les spectres de variance  $F$  et d'action d'onde  $N$  offrent différents degrés d'étude de la caractérisation moyenne des vagues à partir des paramètres intégrés jusqu'à l'étude de l'évolution spatio-temporelle du spectre sous l'impact de divers processus physiques de génération, transfert ou dissipation d'énergie. Notons que de nombreuses campagnes de mesures ont permis d'établir des formules analytiques du spectre de variance pour les conditions particulières d'état de mer. Citons, par exemple, le projet JONSWAP (Joint North Sea Wave Project, Hasselmann *et al.* (1973)) définissant le spectre de variance noté ci-dessous dans des conditions de "fetch limité" (i.e. grande profondeur d'eau, état de mer pleinement développé et vent constant) :

$$E(f) = \alpha_P g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(-\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma_J^2 f_p^2}\right)} \quad (1.14)$$

où  $\alpha_P$  est la constante de Phillips (1958),  $\gamma$  le facteur d'élancement du pic (généralement,  $\gamma = 3.3$ ),  $f_p$  la fréquence de pic et  $\sigma_J$  la largeur du pic (généralement,  $\sigma_J = 0.07$  pour  $f \leq f_p$  et  $\sigma_J = 0.09$  pour  $f > f_p$ ).

Dans le cadre de la thèse, nous nous intéressons, d'une part, à l'évolution du spectre de variance sous différents processus physiques développés dans le chapitre 3 et, d'autre part, à la caractérisation synthétique des états de mer basée sur l'étude des moments  $m_n$  du spectre (Equation 1.15) permettant de définir les paramètres intégrés des vagues : hauteur significative spectrale, période moyenne énergétique, direction moyenne, etc.

$$m_n = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} f^n F(f, \theta) df d\theta \quad (1.15)$$

Soulignons que le moment d'ordre zéro  $m_0$  correspond à l'intégrale de la variance de l'élévation de la surface libre à partir de laquelle la hauteur significative des vagues  $H_{m0}$  est décrite :

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad (1.16)$$

Les périodes moyennes  $T_{moy}$  et  $T_{m02}$ , respectivement nommées période énergétique  $T_E$  et période zero up-crossing sont calculées à partir des moments du spectre.

$$T_{moy} = T_E = T_{m-10} = \frac{m_{-1}}{m_0} \quad (1.17)$$

$$T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (1.18)$$

La méthode de Read à l'ordre 5 est une façon de calculer la période de pic  $T_{pR5}$  du spectre de variance  $F$  et la fréquence de pic associée  $f_{pr5}$ . Il s'agit des variables auxquelles nous ferons référence au cours du manuscrit sous les dénominations  $T_p$  et  $f_p$  :

$$T_{pR5} = \frac{1}{f_{pr5}} = \frac{\int_0^\infty (E(f, \theta))^5 df}{\int_0^\infty f (E(f, \theta))^5 df} \quad (1.19)$$

Les variables de direction moyenne  $\theta_m$  et d'étalement directionnel  $\sigma_{etal}$  des vagues se calculent à partir des coefficients  $a_1(f)$  et  $b_1(f)$  issus de la décomposition en série de Fourier de la fonction de répartition angulaire  $D(f, \theta)$  :

$$D(f, \theta) = \frac{1}{2\pi} + \frac{1}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (a_n(f) \cos(n\theta) + b_n(f) \sin(n\theta)) \quad (1.20)$$

$$a_1(f) = \int_0^{2\pi} \cos(\theta) D(f, \theta) d\theta \quad (1.21)$$

$$b_1(f) = \int_0^{2\pi} \sin(\theta) D(f, \theta) d\theta \quad (1.22)$$

$$a_1 = \frac{\int_0^\infty E(f) a_1(f) df}{m_0} \quad (1.23)$$

$$b_1 = \frac{\int_0^\infty E(f) b_1(f) df}{m_0} \quad (1.24)$$

$$\theta_m = \arctan\left(\frac{b_1}{a_1}\right) \quad (1.25)$$

$$\sigma_{etal} = \sqrt{2(1 - \sqrt{a_1^2 + b_1^2})} \quad (1.26)$$

Enfin, la puissance linéique des vagues  $POW$  se définit à partir de l'intégrale du spectre de variance associée à la vitesse de groupe des vagues  $C_g(f, \theta)$  et au facteur  $\rho g$ :

$$POW = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} C_g(f) \rho g F(f, \theta) d\theta df \quad (1.27)$$

En profondeur infinie, l'expression est approximée par :

$$POW = \frac{\rho g^2}{64\pi} H_{m0}^2 T_E \quad (1.28)$$

En conclusion, l'approche vague à vague et l'approche spectrale permettent une description moyennée des états de mer en milieu océanique et côtier. Soulignons qu'en grande profondeur d'eau, les résultats des deux approches présentent des égalités entre certains paramètres, tels que  $H_{1/3}$  et  $H_{m0}$  ou  $T_{m02}$  et  $T_m$ , ainsi que de nombreuses relations pratiques permettant le passage d'une méthode à l'autre.

Néanmoins, la caractérisation des états de mer en milieu océanique et côtier décrite dans le manuscrit est uniquement basée sur de l'approche spectrale. En effet, les caractérisations d'états de mer à différentes échelles ont été réalisées à partir de simulations numériques de modèles spectraux et de différents types d'observations décrits dans les troisième et quatrième parties du chapitre.

## 1.4 L'observation des états de mer

Les trois dernières décennies ont vu croître la connaissance du phénomène que sont les vagues grâce à une amélioration notable des outils d'observation. Trois méthodes principales et complémentaires sont recensées : les observations visuelles et instrumentées des voies maritimes Voluntary Observing Ship data (VOS), les observations *in situ* (houlographes, plateformes) et les observations satellites (altimétrie, Synthetic Aperture Radar SAR). Gulev *et al.* (1998) comparent les hauteurs significatives de vagues issues des mesures altimétriques des satellites GEOSAT, TOPEX/POSEIDON et ERS-1, des observations VOS et des résultats du modèle WAM du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF) en Atlantique nord. Ils localisent les similitudes les plus fortes entre les trois sources de données au niveau des latitudes moyennes de l'Atlantique nord. Ce travail met en avant l'intérêt des comparaisons croisées d'observations et la qualité de celles-ci au niveau de nos latitudes principales d'intérêt.

### 1.4.1 Observations visuelles : Voluntary Observing Ship data

Les données VOS correspondent aux observations d'états de mer quasi globales les plus longues disponibles, les premières observations répertoriées datant de 1870. Elles sont diffusées à partir de diverses bases de données telles que l'Ocean Wave Statistics de Hogben et Lamb (2007) ou l'International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, Woodruff *et al.* (2011), <http://icoads.noaa.gov/>) géré par le laboratoire National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Les données les plus anciennes sont sujettes à la subjectivité des observateurs qui se traduit par un biais et sont inégalement réparties sur les mers et océans. Le sud de l'Océan Pacifique présente une plus faible densité d'observations que les autres zones du globe par exemple (Gulev *et al.*, 2003). Néanmoins, de nettes améliorations ont eu lieu dès 1950 par la distinction entre les systèmes de houle et de mer de vent notamment. En 1970, les observations VOS se sont homogénéisées et fortement densifiées. A partir de cette date, le nombre d'observations se stabilise autour de 100 000 par mois et 80 % d'entre elles contiennent les paramètres de hauteur significative, période et direction moyennes des systèmes de houle et de mer de vent, ainsi que les observations de vent. L'utilisation des données VOS nécessite néanmoins un contrôle qualité drastique. Badulin et Grigorieva (2012) filtrent les états de mer non réalistes caractérisés par des paramètres nuls, une cambrure ou un âge de vague présentant des valeurs non-physiques. Ceci dans l'objectif de définir un modèle physique de discrimination de systèmes de houle et de mer de vent.

### 1.4.2 Les observations *in situ*

Depuis les années 1950 (Gilhousen, 1999), les observations *in situ* (bouée houlographes, plateformes offshore, bateaux-phares) permettent de mesurer avec une grande précision l'état de mer en un point particulier tant en milieu hauturier qu'en milieu côtier. Différentes technologies se sont développées pour mesurer l'élévation de la surface libre et certaines bouées ou plates-formes sont également équipées d'anémomètres permettant de mesurer l'intensité et la direction du vent. C'est le cas, par exemple, pour les instruments déployés par Météo-France et le Met Office. Ainsi, les observations *in situ* permettent de calculer en un point particulier différents paramètres des états de mer : la hauteur significative, les périodes moyennes et de pic, les directions moyennes et de pic avec une résolution temporelle de 30 minutes à 3 heures typiquement.

Malgré les efforts de déploiement des bouées, celles-ci restent majoritairement concentrées près des zones côtières et la plupart sont présentes en hémisphère nord. Dans le cas de séries temporelles suffisamment longues, il est possible de les traiter pour définir le climat local des états de mer. Par exemple, Carter et Draper (1988) étudient les observations du bateau-phare Seven Stones au niveau de la station LIMA (57°N-20°W) de 1962 à 1986 et Dupuis *et al.* (2006) celles de la bouée non-directionnelle Biscarosse (1980-2000). La première étude montre une augmentation de la hauteur significative de 2,2 cm/an en ce point, alors que Dupuis *et al.* (2006) révèlent une diminution de hauteur significative de 1,5 cm/an. Ces résultats sont tous deux en accord avec les simulations numériques du groupe WASA (Günther *et al.*, 1998) pour la période indiquée.

Une attention particulière est néanmoins nécessaire pour traiter au mieux les informations reçues, mais les erreurs d'observations intrinsèques à ces instruments restent faibles. Cavaleri et Sclavo (2006) les estiment à un faible pourcentage pour la hauteur significative et ajoutent que les bouées sous-estiment légèrement les hauteurs de vagues les plus fortes.

Par ailleurs, un effort de mutualisation, homogénéisation et diffusion des données a également été entrepris. Les principaux centres de diffusion de données houlographiques en temps réel ou par archive sont le CETMEF avec la base CANDHIS (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>) et Météo-France ([www.meteofrance.com](http://www.meteofrance.com)) pour la France, le Met Office ([www.metoffice.gov.uk](http://www.metoffice.gov.uk)) pour le Royaume-Uni, le Met Eireann ([www.met.ie](http://www.met.ie)) pour l'Irlande, Puertos del Estado ([www.puertos.es](http://www.puertos.es)) pour l'Espagne et enfin le National Data Buoy Center ([www.ndbc.noaa.gov](http://www.ndbc.noaa.gov)) pour les Etats-Unis. Soulignons que l'institut World Meteorological Organization (WMO) facilite la transmission de données *in situ* à l'international.

### 1.4.3 Les observations satellites

Les satellites forment la dernière des trois principales familles d'outils d'observations des états de mer et complètent les informations obtenues par les mesures *in situ* et issues de bateaux. Ils contiennent différents instruments de mesures pour l'observation des vagues tels que les altimètres et les radars à synthèse d'ouverture (SAR). Les satellites ERS-1 et ERS-2 disposent également de scatteromètres pour l'observation des vents. Mis en orbite à partir de 1985, les satellites offrent une couverture globale - à l'exception des pôles - et quasi-continue avec une résolution spatiale fine. Les observations sont réalisées le long des traces altimétriques avec une fréquence de 1 Hz, générant une profusion de données. Cependant, en un point donné du globe, la résolution temporelle est faible, car un unique satellite mesure la hauteur des vagues avec un pas de temps variant de 10 à 35 jours selon son orbite. Alves et Young (2004) montrent que l'analyse d'événements extrêmes à partir d'un unique satellite sous-estime les hauteurs de période de retour de 100 ans. Ainsi, pour densifier les observations, un usage combiné des satellites est recommandé, tant pour l'étude de la climatologie moyenne que pour les extrêmes. Le tableau 1.2 résume les résolutions spatio-temporelles caractéristiques des satellites présents au sein de la base GlobWave (<http://www.globwave.org>).

Satellite	Organisme	Disponibilité	Répétitivité (jours)	Largeur entre traces au sol (km)	Instruments	Temps réel
GEOSAT	US Navy	1985-1989	17	160	Altimètre	Non
ERS-1	ESA	1991-1996	35	80	SAR/Alt	Non
Topex/Poseidon	CNES/NASA	1992-2006	10	240	Altimètre	Non
ERS-2	ESA	1995-2009	35	80	SAR/Alt	Oui
GFO	US Navy/NOAA	2000-2008	17	160	Altimètre	Oui
Envisat	ESA	2002- 2013	35	80	SAR/Alt	Oui
Jason-1	CNES/NASA	2002-2013	10	240	Altimètre	Oui
Jason-2	CNES/NASA	2008-2013	10	240	Altimètre	Oui

Tableau 1.2: Informations générales des satellites de la base GlobWave.

Tout comme pour les mesures *in situ*, il est possible d'utiliser les observations satellites pour constru-

ire une base de données (Young et Holland, 1996) ou étudier le climat présent de vagues (Chelton *et al.*, 1981; Woolf *et al.*, 2002; Zieger, 2010). Il est cependant utile d'appliquer des filtres pour conserver uniquement les données d'intérêt, car, malgré les phases de calibration des capteurs et instruments des satellites via des mesures *in situ*, un certain biais et un écart-type relatifs à chaque satellite existent (Queffelec et Croize-Fillon, 2009). Ces biais et dispersions sont partiellement corrigés par les organismes diffusant les données, tels que Ifremer pour la base GlobWave, mais des observations de faibles ou fortes intensités peuvent présenter d'importantes incertitudes. C'est le cas, notamment, pour les vents dont l'intensité est inférieure à 2 m/s ou supérieure à 20 m/s (Cavaleri et Sclavo, 2006) ou encore pour les hauteurs significatives de vagues inférieures à 1 m, notamment pour ERS-2 en Mer Méditerranée (Ardhuin *et al.*, 2007). Enfin, les observations sont pleinement valides à une distance de 100 km des côtes environ. En effet, lorsque les satellites survolent les continents, les altimètres et scatteromètres sont saturés, ce qui impose un temps d'adaptation aux instruments avant de fournir des observations valides de vagues et de vents pour les trajectoires passant des terres vers les mers.

## 1.5 La modélisation numérique des états de mer

La section précédente décrit les outils d'observations d'états de mer ayant chacun leurs spécificités et leurs disponibilités spatio-temporelles. Toutefois, le cumul des trois outils (VOS, mesures *in situ* et capteurs satellitaires) ne fournit pas une connaissance complète des états de mer en espace et en temps. En complément, la simulation numérique offre une solution à partir de laquelle il est possible d'étudier les vagues avec une forte densité spatio-temporelle pour diverses applications.

La modélisation numérique des états de mer hérite de plus de cinquante ans de développement (Gelci *et al.*, 1957) et d'améliorations continues sur divers aspects : amélioration des modèles mathématiques et des méthodes numériques employées pour les simuler, amélioration des modèles représentant la physique des processus affectant les vagues, amélioration des méthodes de calibration et de validation de modèles à l'aide d'observations de qualité et de résolution croissantes, développement des moyens de calcul et de stockage et enfin d'amélioration des forçages atmosphériques.

Généralement, les simulations numériques d'état de mer se classent en trois groupes : les simulations opérationnelles, rétrospectives et prospectives. Les premières correspondent à la prévision des états de mer de quelques heures à 10 jours et répondent à la prévision des risques de submersions marines ou étudient la prédictibilité du potentiel houlomoteur d'un site par exemple. Les simulations d'états de mer rétrospectives réalisées sur plusieurs décennies permettent d'étudier la climatologie des vagues à l'échelle régionale ou globale, leur distribution et leur variabilité. Enfin, les simulations d'états de mer futurs permettent d'appréhender les impacts possibles du changement climatique sur la climatologie des vagues.

Les modèles d'états de mer actuellement utilisés pour des applications océaniques et côtières sont dits de troisième génération (3G), car ils ne nécessitent aucune hypothèse sur la forme initiale du spectre de variance<sup>1</sup>. Le précurseur des modèles 3G est le code WAM (WAMDI Group, 1988) ; depuis, d'autres modèles ont été développés. Parmi les modèles les plus utilisés, citons TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996), WaveWatch III (Tolman, 2002, 2009) et SWAN (Booij *et al.*, 1999), continuellement en cours de développement.

Dans le cadre de cette thèse, le modèle spectral TOMAWAC est utilisé pour deux applications : (i) la construction de l'Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier ANEMOC-2, dont l'objectif est de caractériser le climat de vagues présent, et (ii) la descente d'échelle dynamique du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT, afin d'estimer l'impact du changement climatique sur les états de mer près des côtes françaises. Le modèle TOMAWAC est détaillé dans la section 3.2 (cf. Chapitre 3).

<sup>1</sup>à l'exception des hautes fréquences du spectre où les paramétrisations en  $f^{-4}$  (Phillips, 1958) et  $f^{-5}$  (Toba, 1973) sont appliquées





## Chapitre 2

# La circulation atmosphérique en Atlantique nord-est

La “machine atmosphère-océan” est la composante principale du climat qui résulte des interactions complexes entre les systèmes atmosphère, mers et océans, cryosphère, lithosphère et biosphère sous l’influence du rayonnement solaire. Comprendre les principaux mécanismes régissant le climat et ceux susceptibles de le modifier, est un pré-requis à l’étude de l’évolution de la climatologie des états de mer actuelle et sous scénarios de changement climatique. En effet, comme nous l’avons vu au chapitre 1, les processus de génération et dissipation des vagues sont fortement liés aux interactions atmosphère-océan.

Ainsi, à partir d’ouvrage de vulgarisation (Delmas *et al.*, 2007) et revues scientifiques (Barnston et Livezey, 1987; Vautard, 1990), ce chapitre a vocation à rappeler de façon synthétique certains principes de la circulation atmosphérique en Atlantique nord-est : la circulation atmosphérique générale, les modes de téléconnexions et régimes de temps notamment. En complément, les modèles numériques atmosphériques sont présentés, ainsi que les hypothèses d’évolution du climat sous scénarios de changement climatique d’après les 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> rapports du Groupe d’Experts Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat, notés AR4 et AR5 respectivement (IPCC, 2007, 2013). Soulignons que la notation abusive AR5 fait référence au rapport du groupe de travail n°I “*Climate Change 2013: The Physical Science Basis*” et que le 5<sup>th</sup> *Assessment Report* proprement dit sera publié en 2014.

## 2.1 Mécanismes de la circulation atmosphérique en Atlantique nord-est

Le rayonnement solaire impactant la Terre est l’énergie motrice de la circulation atmosphérique. Le mouvement des fluides (atmosphère et océans) influencé par la rotation de la Terre sur elle-même et la déclinaison de l’axe de la Terre de  $23^{\circ}27'$  permet sa distribution - hétérogène - sur toute la surface de la Terre. Cette énergie solaire est partiellement absorbée par le sol et l’atmosphère, puis restituée par la Terre sous forme de rayonnement thermique, la différence entre ces deux transferts se nomme “bilan radiatif”. Ainsi, l’énergie retenue par la Terre et l’atmosphère permet d’atteindre une température d’équilibre moyenne de  $33^{\circ}\text{C}$  : il s’agit de “l’effet de serre naturel”.

### 2.1.1 La circulation générale des champs de vent

La répartition géographique de l’énergie solaire et la rotation de la terre sur elle-même génèrent une distribution moyenne des champs de vent dans la troposphère (1<sup>ère</sup> couche atmosphérique) : il s’agit de la circulation atmosphérique générale. Bien qu’elle soit sujette à de nombreuses perturbations,



nous pouvons la décrire comme la combinaison de trois phénomènes principaux (Figure 2.1) : la circulation zonale et méridienne des champs de vent et les courants-jets.

La circulation zonale des champs de vent privilégie les directions est-ouest ; on peut distinguer cinq régions :

- Une région tropicale et intertropicale ( $30^{\circ}\text{S}$  à  $30^{\circ}\text{N}$ ) où les alizés prédominent et s'orientent de part et d'autre de l'équateur vers la zone de convergence intertropicale (ZCIT) définie comme l'équateur météorologique séparant d'un point de vue énergétique les hémisphères nord et sud ;
- Deux régions tempérées ( $60^{\circ}\text{S}$  à  $30^{\circ}\text{S}$  dans l'hémisphère sud et  $30^{\circ}\text{N}$  à  $60^{\circ}\text{N}$  dans l'hémisphère nord) où la circulation des vents d'ouest est influencée par l'alternance des dépressions et anticyclones ;
- Deux régions polaires et subpolaires (au-delà de  $60^{\circ}\text{S}$  et  $60^{\circ}\text{N}$ ) marquées par un anticyclone thermique polaire.

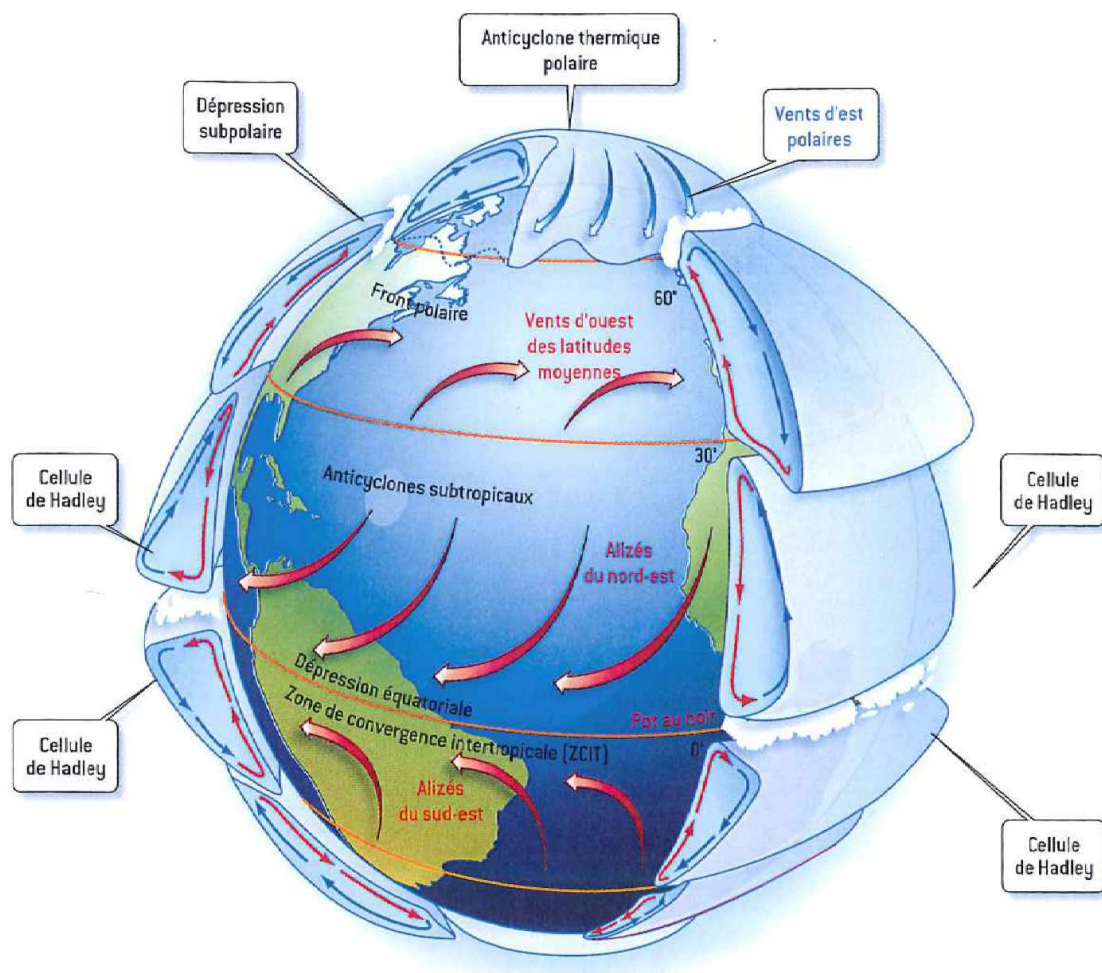


Figure 2.1: Schéma de la circulation atmosphérique générale. Source : Delmas *et al.* (2007).

En parallèle, la circulation méridienne des champs de vent s'organise en cellules de circulation fermées sur toute la hauteur de la troposphère, alternant circulations ascendantes d'air chaud et descendantes d'air froid. Les trois cellules caractéristiques sont localisées dans les hémisphères nord et sud et coïncident avec les régions définies ci-dessus :

- Les cellules de Hadley localisées entre l'équateur et  $30^{\circ}\text{N}$  (respectivement  $30^{\circ}\text{S}$ ) ont la particularité de déplacer l'air chaud équatorial vers les zones tempérées, assurant le transfert de l'énergie solaire vers les latitudes moyennes ;
- Les cellules polaires localisées entre les pôles et  $60^{\circ}\text{N}$  (respectivement  $60^{\circ}\text{S}$ ) se caractérisent par une circulation fermée et relativement stable d'air froid et sec ;
- Les cellules de Ferrel localisées entre  $30^{\circ}\text{N}$  et  $60^{\circ}\text{N}$  (respectivement  $30^{\circ}\text{S}$  et  $60^{\circ}\text{S}$ ) subissent l'influence de l'air froid venant des pôles (cellules polaires) et de l'air chaud venant de l'équateur (cellules de Hadley), ce qui génère une succession d'anticyclones et dépressions.

Enfin, la limite supérieure de la troposphère est affectée par des champs de vent permanents particulièrement forts (jusqu'à  $\sim 360$  km/h) de direction moyenne ouest-est : les "courants-jets". Leurs positions et intensités sont reliées aux mouvements verticaux de l'atmosphère qui interviennent dans la cyclogénèse.

### 2.1.2 La pression atmosphérique

La pression atmosphérique, caractérisée par une forte hétérogénéité, (selon l'altitude, la localisation, le temps, etc), est la grandeur principale caractérisant la météorologie. Les principaux "objets" qui la caractérisent sont les suivants :

- L'anticyclone occupe le centre d'une zone de hautes pressions où la pression est maximale (noté A sur la carte 2.2) ;
- La dépression occupe le centre d'une zone de basses pressions où la pression est minimale (notée D sur la carte 2.2) ;
- Le col définit une région située entre deux dépressions ;
- Le thalweg est un axe issu d'une dépression reliant une vallée de basses pressions, de part et d'autre de laquelle la pression est plus forte que le long de l'axe ;
- La dorsale est un axe issu d'un anticyclone reliant une crête de hautes pressions, de part et d'autre de laquelle la pression est plus faible que le long de l'axe ;
- Le marais barométrique est une région de faibles variations spatiales de pression.

Ces "objets" sont caractérisés par une emprise de quelques dizaines à quelques centaines de km. Les plus grands d'entre eux (les dépressions et anticyclones typiquement) sont nommés "centres d'action" et persistent sur une période de l'ordre de la saison. La figure 2.2 les présente pour les mois de janvier et juillet, où la dépendance saisonnière est particulièrement visible dans l'hémisphère nord. Enfin, la Zone de Convergence Intertropicale ZCIT (présentée en rouge) oscille fortement d'une saison à une autre. Ces centres d'action, caractéristiques de la circulation atmosphérique générale sont liés aux "modes de téléconnexion" et "régimes de temps" décrits dans la section 2.1.3, ils exercent notamment une forte influence sur la circulation régionale des champs de vent.



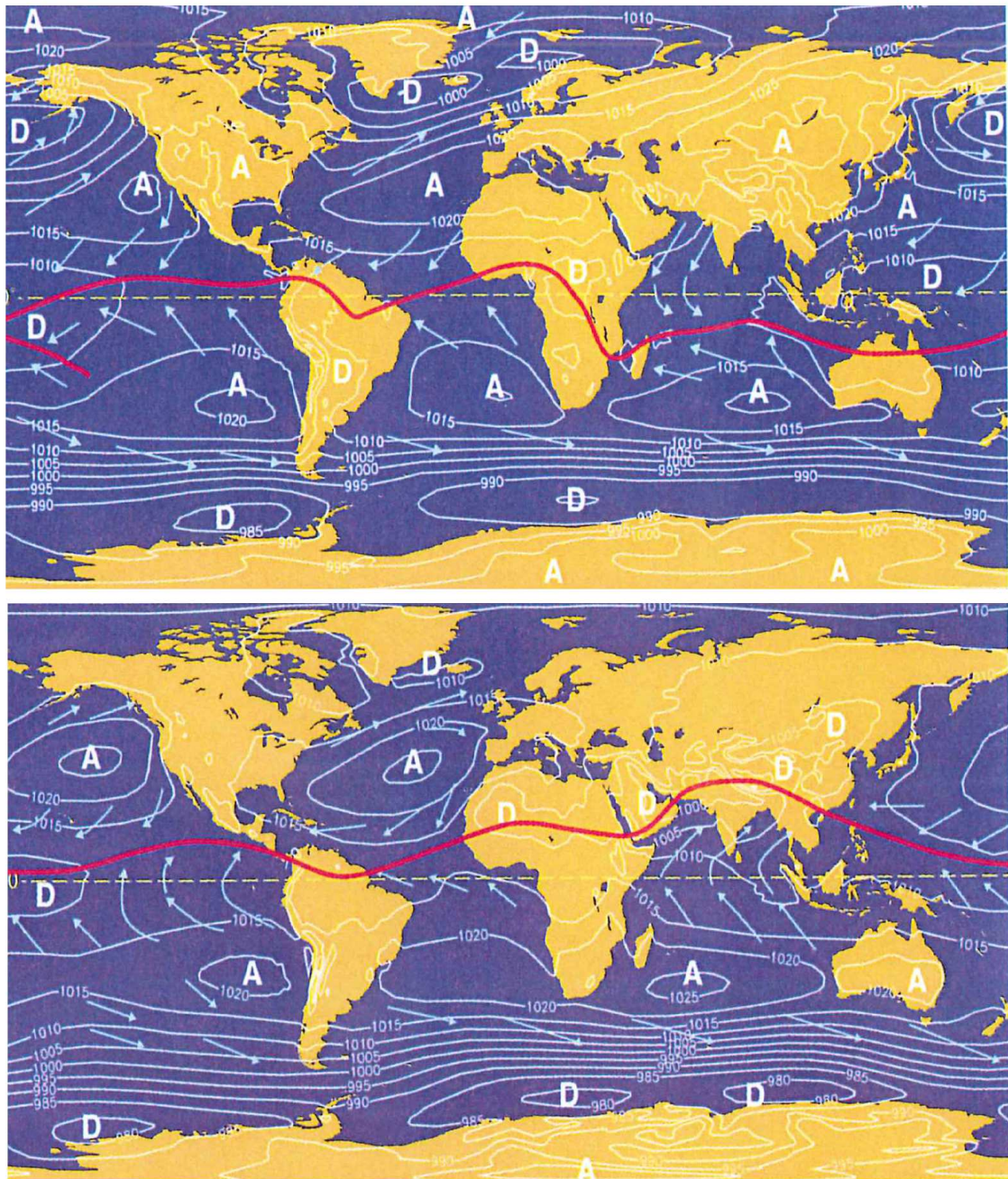


Figure 2.2: Carte des pressions moyennes (hPa). Représentation des centres d'action anticycloniques et dépressionnaires, ainsi que de la ZCIT en janvier (haut) et juillet (bas). Source : Delmas *et al.* (2007).

### 2.1.3 Les régimes de temps et modes de téléconnexion en Atlantique nord-est

La description globale de la circulation atmosphérique a mis en avant les particularités des latitudes moyennes de l'Atlantique nord-est : persistance des vents d'ouest, occurrences saisonnières des centres d'action dépressionnaires et anticycloniques, et enfin la forte variabilité de la cyclogénèse. La météorologie de l'Atlantique nord-est a bénéficié des travaux de Barnston et Livezey (1987) et Vautard (1990) qui ont respectivement mis en avant un nombre limité de modes préférentiels de circulation : les modes de téléconnexion dans l'hémisphère nord et les régimes de temps dans l'Atlantique Nord.

Vautard (1990) définit les régimes de temps à partir des anomalies du champ de géopotentiel de 700 mb, c'est-à-dire les anomalies de hauteur pour les zones d'égale pression atmosphérique à 700 mb. Au nombre de quatre, les régimes de temps sont caractérisés par un état quasi-stationnaire des centres d'action, leur durée de vie varie de l'ordre de 5 à 10 jours et il est possible de définir leur occurrence en les comparant à la circulation atmosphérique journalière.

- Le régime zonal (*Zonal Regime*, ZO) est caractérisé par un fort gradient entre l'Anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Ce contraste génère des mouvements verticaux dans l'atmosphère, les pluies sont fréquentes et les vents soutenus. Si la dépression se creuse, le type de temps est source de cyclongénèse.
- Le régime de l'anticyclone groenlandais (*Greenland Anticyclone pattern*, GA) correspond à un faible gradient, voir une inversion entre l'anticyclone des Açores (qui devient l'anticyclone groenlandais) et la dépression islandaise. En conséquence, le courant-jet se déplace davantage vers le sud, les vents sont faibles et les dépressions peu nombreuses.
- Le régime de la dorsale atlantique (*Atlantic Ridge pattern*, AR) se caractérise par la présence d'un anticyclone de grande enprise sur l'Atlantique nord et une dépression localisée en Sibérie. Le gradient de pression entre ces deux centres d'action entraîne une succession de perturbations le long d'un flux d'ouest.
- Le régime de blocage (*Blocking Regime*, BL) est caractérisé par un anticyclone persistant sur l'Europe du Nord et une dépression au niveau du Groenland. Cette situation repousse le rail de tempêtes vers le nord, et le temps est stationnaire plusieurs jours consécutifs.

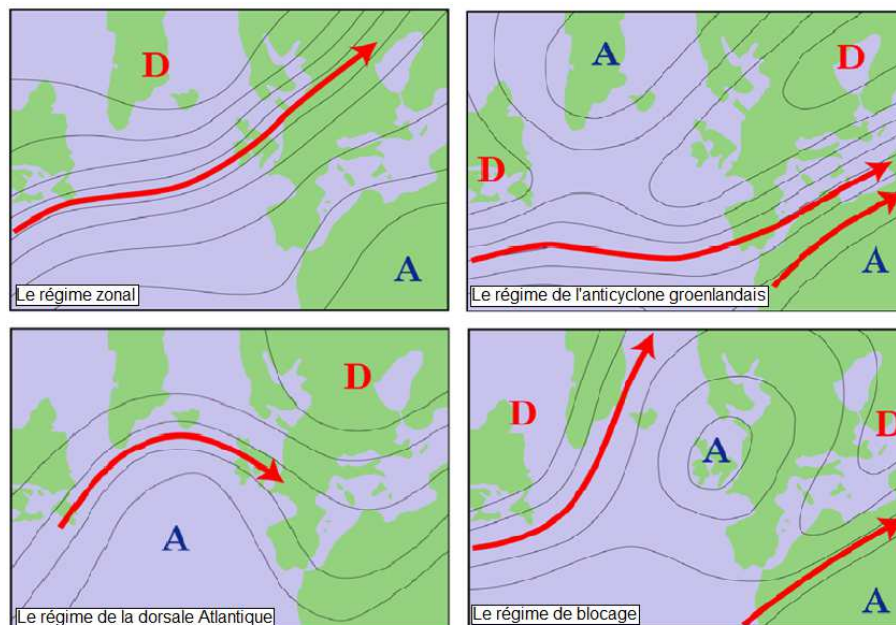


Figure 2.3: Carte des 4 régimes de temps selon Vautard (1990).

Barnston et Livezey (1987) définissent les modes de téléconnexion dans l'hémisphère nord à partir des anomalies mensuelles du champ de géopotentiel de 700 mb. Dans le manuscrit, nous citons uniquement ceux présents en Atlantique nord-est.

- L'Oscillation Nord-Atlantique (*North Atlantic Oscillation*, NAO, Figure 2.4) est le seul mode de téléconnexion présent chaque mois de l'année d'après Barnston et Livezey (1987). Il caractérise la localisation de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande, ainsi que l'intensité



du gradient de pression établi entre les deux centres d'action. Par exemple, sa phase positive NAO+ proche du régime zonal, décrit un fort gradient entre les deux centres d'action, ce qui entraîne d'importants flux d'ouest vers le nord de l'Europe (le courant-jet se déplace vers les îles britanniques) et un risque accru de cyclogénèse. Au contraire, sa phase négative NAO-, proche du régime de l'anticyclone groenlandais, décrit un faible gradient entre les deux centres d'action dont la localisation varie. Le rail de tempêtes se déplace vers l'Europe de sud et les dépressions sont moins fortes qu'en phase positive.

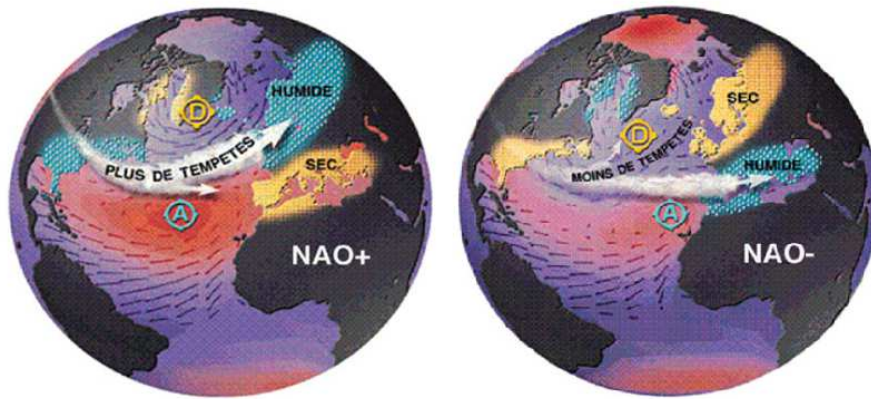


Figure 2.4: Schéma de l'Oscillation Nord-Atlantique, sa phase positive NAO+ (à droite) et sa phase négative NAO- (à gauche). Source : [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org).

- L'*East Atlantic pattern* (EA) est le second mode de téléconnexion le plus présent en Atlantique nord. Sa structure dipolaire nord-sud est similaire à celle de la NAO, mais les centres d'action sont localisés aux latitudes plus au sud, ce qui engendre des interactions avec les flux sub-tropicaux. Sa phase positive EA+ est fortement corrélée avec le régime de la dorsale Atlantique.
- L'*East Atlantic / West Russia pattern* (EA/WR) regroupe quatre centres d'action sur les continents de l'Europe et de l'Asie. Sa phase positive, par exemple, correspond à deux anticyclones en Europe et au nord de la Chine, ainsi que deux dépressions localisées au centre de l'Atlantique nord et au nord de la Mer Caspienne.
- Le mode *Scandinavia pattern* (SCA) est la quatrième principale structure interagissant en Atlantique nord-est. Sa phase positive est associée à des anticyclones de blocage très marqués localisés en Scandinavie et à l'ouest de la Russie, alors que sa phase négative présente de fortes anomalies de pression négatives dans ces zones.

## 2.2 Modèles numériques atmosphériques : de la réanalyse à la prévision de l'impact du changement climatique

Les modèles numériques d'emprises globale ou régionale sont construits par les centres climatiques nationaux et internationaux, tels que le National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), l'European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), le Japan Meteorological Agency (JMA), Météo-France et le Met Office, parmi d'autres. Les différentes versions de ces modèles résolvent les lois de la dynamique de fluides, de la physique et de la chimie de l'atmosphère sur un maillage en trois dimensions représentant les écoulements de la troposphère, discrétisée en plusieurs couches verticales. A partir d'un apport énergétique représenté par des forçages de flux radiatifs ou de l'évolution de gaz à effet de serre, ces modèles fournissent l'humidité, la température, la pression et les vents parmi d'autres variables à différentes altitudes caractérisées par une isobare

(850 hPa, 700 hPa, 200 hPa) ou une hauteur spécifique au-dessus du niveau de la mer (2 m pour la température, 10 m pour le vent typiquement).

Dans cette section, nous allons présenter les trois principales classes de simulations atmosphériques : les modèles météorologiques opérationnels, les réanalyses et les modèles climatiques (*Global Climate Models*, GCMs).

### 2.2.1 Les modèles météorologiques opérationnels

Les prévisions à court et moyen termes se construisent à partir de simulations atmosphériques déterministes et de plusieurs états initiaux perturbés obtenus à partir d'observations. Ces simulations sont nécessaires pour prédire le temps dans les heures et jours à venir (jusqu'à ~15 jours typiquement). Il s'agit d'un fort enjeu d'un point de vue de la sécurité des personnes et des biens (prévisions de tempêtes, verglas, vent fort, canicule, etc), mais également d'un point de vue industriel (prévision de la consommation électrique, du productible solaire ou éolien, transport, gestion de stock, etc). Bien que présentant un fort intérêt, les modèles opérationnels ne seront pas traités dans le manuscrit.

### 2.2.2 Les réanalyses

La deuxième classe de modèles atmosphériques est utilisée pour réaliser des simulations rétrospectives. Leur objectif est de reproduire avec le plus de précision possible les observations passées, sur une période recouvrant plusieurs décennies. L'assimilation de données y joue un rôle prépondérant. Les résultats de simulations rétrospectives permettent une analyse de la climatologie de diverses variables pour le temps présent bien que Thorne et Vose (2010) aient émis un doute sur leur capacité à représenter l'évolution du climat au long terme. Les réanalyses étant construites de manière à reproduire au plus juste en chaque point du maillage les observations, des incohérences physiques risquent de se produire localement, ce qui biaiserait les tendances à long terme. Thorne et Vose (2010) proposent ainsi la construction de deux classes de réanalyses : la première telle qu'elle est connue aujourd'hui pour reproduire des événements particuliers, et la seconde issue de simulations d'ensemble, incorporant un nombre réduit de données assimilées dans le but d'homogénéiser les tendances de long terme.

Actuellement, les résultats issus de réanalyses "classiques" sont utilisés pour définir la climatologie présente des variables atmosphériques ou océaniques (vagues, surcotes) par descente d'échelle. Le tableau 2.1 rappelle les couvertures spatiale et temporelle des principales réanalyses, ainsi que la résolution disponible pour les champs de vent à 10 m.

Couverture globale	Période	Résolution spatiale	Résolution temporelle
ERA-15 (ECMWF)	1979-1993	2° x 2°	6 h
ERA-40 (ECMWF)	1957-2002	1,125° x 1,125°	6 h
ERA-Interim (ECMWF)	1979-2013	0,75° x 0,75°	3 h
JRA-15 (JMA)	1979-2004	1,125° x 1,125°	6 h
NCEP/NCAR R1/R2 (NOAA)	1948-2013	1,875° x 1,875°	6 h
CFSR (NOAA)	1979-2009	0,312° x 0,312°	1 h
20 Century V2 (NOAA)	1871-2010	1,875° x 1,875°	3 h

Tableau 2.1: Résolution des champs de vent à 10 m des principales réanalyses globales.

### 2.2.3 Les modèles climatiques globaux (GCMs)

Les modèles climatiques répondent à une troisième problématique : celle d'estimer l'impact du changement climatique sur les variables atmosphériques à l'horizon 2100 à partir de scénarios, dit

de changement climatique. Ces derniers modélisent l'effet de serre additionnel apparu depuis l'ère industrielle et en constante augmentation depuis ; ils se basent sur la croissance démographique, les développements économiques et les choix technologiques prévisibles au cours du XXI<sup>e</sup> siècle. En effet, les activités de l'homme ont perturbé et perturbent la composition chimique de l'atmosphère, qui se traduit par une modification du bilan radiatif. Ainsi, les modèles climatiques répondent aux forçages radiatifs ou de concentrations de gaz à effet de serre observés pour une période de référence (1950-2000 typiquement, pour l'AR4) et issus de scénarios de changement climatique pour la période future (2001-2100 typiquement, pour l'AR4).

Les améliorations de la physique des modèles atmosphériques et l'augmentation des capacités de calcul et de stockage ont vu croître le nombre de modèles et de scénarios simulés.

- En 2007, l'AR4 présentait les résultats de 25 modèles climatiques comportant chacun la réponse à plusieurs scénarios d'augmentation de gaz à effet de serre, dont les plus simulés, notés B1, A1B et A2, correspondent à une augmentation respective de la température moyenne globale à l'horizon 2100 de 1.8°C, 2.8°C et 3.6°C. La figure 2.5 illustre cette augmentation et les incertitudes associées pour la période future (2000-2100).

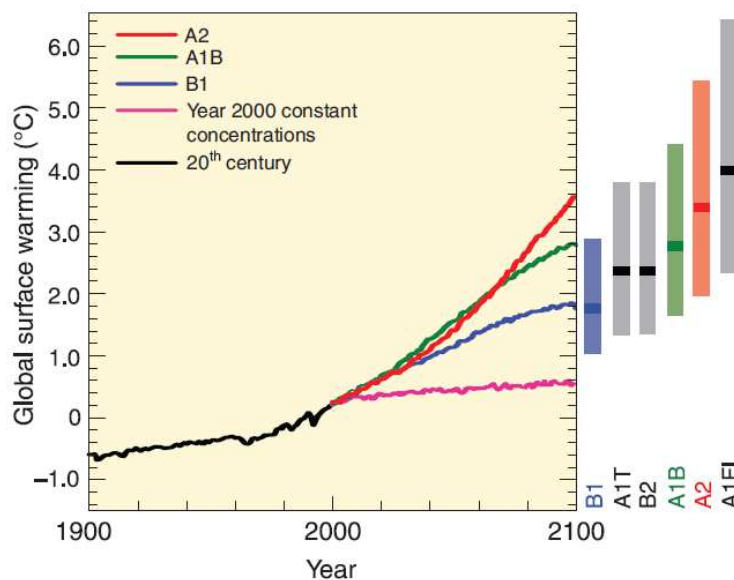


Figure 2.5: Evolution de la température moyenne globale au cours du XX<sup>e</sup> siècle et à l'horizon 2100 sous les scénarios de changement climatique de l'AR4. Source : IPCC (2007).

- En 2013, l'AR5 présente les résultats de 35 modèles climatiques comportant plusieurs scénarios représentatifs de l'évolution des forçages radiatifs. Les plus simulés sont notés RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5, respectivement classés du plus optimiste au plus pessimiste. La figure 2.6 présente l'évolution de la température moyenne du Globe à l'horizon 2100 à partir des scénarios RCP2.6 et RCP8.5, qui est de 1.0°C et de 4.1°C respectivement.

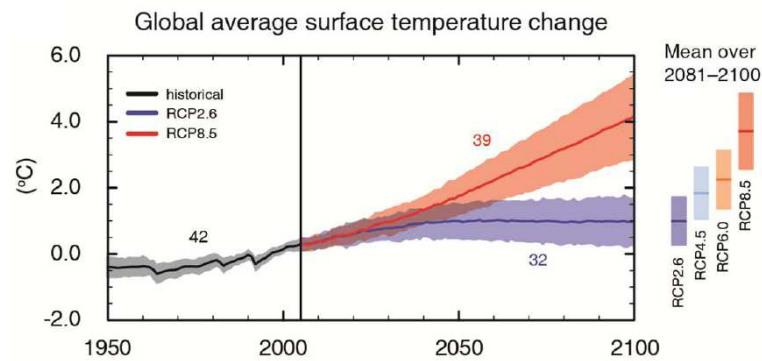


Figure 2.6: Evolution de la température moyenne globale au cours du XX<sup>e</sup> siècle et à l'horizon 2100 sous les scénarios de changement climatique de l'AR5. Source : IPCC (2013).

A partir de ces modèles climatiques, il est possible d'estimer les états de mer futurs à partir de descente d'échelle dynamique, ou statistique. Les deux méthodes ont été exploitées dans le cadre de la thèse dans l'objectif de confronter leurs résultats et d'estimer les incertitudes intrinsèques au choix de la méthode de descente d'échelle appliquée. Elles sont décrites dans les chapitres 6 et 7.

## 2.3 Conclusions

Cette rapide introduction sur le climat et la circulation atmosphérique en Atlantique nord-est a permis de rappeler certains principes clefs nécessaires à la compréhension et à la modélisation de la climatologie des états de mer, à la fois pour la période actuelle, et sous scénarios de changement climatique.

Parmi les étapes futures qui permettront à la communauté scientifique d'approfondir la connaissance des états de mer, nous pouvons citer les deux points suivants. La modélisation des états de mer sera améliorée par le couplage entre les modèles atmosphériques et d'états de mer d'une part, notamment pour la simulation de l'impact du changement climatique. D'autre part, il sera nécessaire d'estimer avec précision les incertitudes liées à la modélisation de l'impact du changement climatique, à savoir celles intrinsèques aux choix des méthodes de descente d'échelle, des modèles climatiques et des scénarios de changement climatique.





## Partie II

# Climat actuel des états de mer



## Chapitre 3

# Descente d'échelle dynamique des états de mer : Construction de la base ANEMOC-2

De nombreux objectifs ont motivé la construction de bases de données rétrospectives ou d'atlas numériques d'états de mer tant pour le développement des sciences fondamentales que pour les applications pratiques. En effet, les simulations numériques d'états de mer génèrent des résultats de forte densité spatio-temporelle et les informations extraites de ces bases permettent d'une part d'étudier les liens et corrélations entre les états de mer et la circulation atmosphérique générale, et d'autre part de caractériser la variabilité du climat moyen et extrême de vagues. Cette caractérisation à différentes échelles - événement ponctuel, saison, année, décennie - amène les définitions d'indices statistiques tels que la période de retour centennale, la définition du potentiel houlomoteur d'une zone maritime, des informations pour l'estimation de l'érosion des plages et du transport sédimentaire. Ces résultats sont de première importance pour les industries offshore, maritimes, côtières et portuaires pour différentes applications : études de risques de submersions maritimes, calculs du productible houlomoteur, études des interactions fluide-structure, etc.

Pour répondre à ces problématiques au niveau des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France, une nouvelle version de l'Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier (ANEMOC-2) a été construite à l'aide du modèle spectral d'états de mer de troisième génération TOMAWAC. Il vise à reproduire l'état de mer en Atlantique nord-est et aux abords des côtes françaises avec une résolution temporelle horaire et spatiale de 1 km à la côte pour plusieurs décennies du climat présent : 1979-2009. Une succession de deux modèles emboîtés, un premier océanique et un second côtier, a été adoptée. Cette approche est pertinente car les processus physiques dominants subis par l'état de mer et le degré de précision souhaité diffèrent d'un domaine à l'autre. C'est ainsi que le modèle océanique a été calibré pour le climat moyen vis-à-vis des observations altimétriques de la base GlobWave de 2000 à 2009 et validé pour le climat moyen et extrême à l'aide des bouées Candhis et Météo-France sur l'emprise temporelle commune entre le modèle et les observations *in situ*. En complément, la paramétrisation du modèle côtier a été validée grâce aux bouées Candhis et Météo-France présentes au sein de son emprise.

Ainsi, ce chapitre décrit les outils et étapes de construction d'ANEMOC-2 : le code spectral d'états de mer TOMAWAC, les paramétrisations retenues pour ANEMOC-2, les développements inclus au cours des travaux de thèse correspondant à l'implémentation de la paramétrisation dite BAJ (Bidlot *et al.*, 2007) et de la décomposition spectrale d'états de mer selon Hanson et Phillips (2001). En complément, les étapes de choix des forçages atmosphériques sont décrits, la construction des maillages supports des simulations également, ainsi que les étapes de calibration et validation des modèles océanique et côtier.

### 3.1 Revue de l'état de l'art sur les méthodes de descente d'échelle dynamique

Sterl *et al.* (1998) construisent la première base mondiale d'états de mer de 1979 à 1993 à partir des champs de vent ERA-15 (Gibson *et al.*, 1996) du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme ECMWF. La variabilité mensuelle des paramètres intégrés ( $H_{m0}$ ,  $T_p$ ,  $\theta_m$ , ...) du climat de vague est mise en avant, mais les quinze années de simulations sont trop courtes pour définir des tendances significatives sur l'évolution interannuelle du climat de vagues. Depuis, différentes bases de données d'états de mer ont été construites à partir de simulations numériques rétrospectives, bénéficiant des améliorations des champs de vent et des modèles de vagues.

Certaines, comme les bases ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) et ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2006), mettent à disposition les spectres de variance de l'élévation de la surface libre  $F(f, \theta)$  avec une résolution spatiale de  $1^\circ \times 1^\circ$  et temporelle de 6 h. Ces deux bases, issues du modèle atmosphérique de l'ECMWF couplé avec le modèle spectral WAM (WAMDI Group, 1988) sont respectivement disponibles de 1957 à 2002 et de 1979 à nos jours. Leurs résolutions spectro-angulaires sont de 25 fréquences et 12 directions pour ERA-40 et de 30 fréquences et 24 directions pour ERA-Interim. De ce fait, ces deux bases globales de spectres directionnels de variances sont les plus complètes et servent à de nombreuses applications telles que les forçages de modèles locaux ou les études climatologiques. Semedo *et al.* (2012) traitent les spectres directionnels de la base ERA-40 pour définir la climatologie des systèmes de houles et mers de vent, ainsi que leurs variabilités interannuelles par le biais d'une Analyse en Composantes Principales (ACP).

En complément, d'autres atlas d'états de mer globaux ont été produits en conservant uniquement les paramètres intégrés d'états de mer. Citons la base Global Ocean Wave GOW (Reguero *et al.*, 2012) régulièrement mise à jour et disponible à partir de 1948, réalisée à partir du modèle WaveWatch III et des champs de vent réanalysés NCEP/NCAR R1/R2 (Kalnay *et al.*, 1996) du National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), la base de Chawla *et al.* (2013) et celle du projet IOWAGA (Ardhuin *et al.*, 2011) respectivement disponibles de 1979 à 2009 et de 1990 à 2012 et construites à partir des champs de vent CFSR de la NOAA. En marge des bases d'états de mer produites à partir de forçages atmosphériques, Fan *et al.* (2012) produisent une base de vagues à partir du modèle couplé HiRAM (High-Resolution Atmosphere Model) et de WaveWatch III sur la période 1981-2009 sous les forçages d'évolution de la banquise et de la température de surface des océans. Ces bases d'emprise mondiale sont diffusées avec une résolution horaire et une résolution spatiale en milieu hauturier de  $0,5^\circ$  pour Chawla *et al.* (2013), Ardhuin *et al.* (2011) et Fan *et al.* (2012) et de  $1^\circ \times 1,5^\circ$  pour GOW. Elles favorisent ainsi la compréhension des phénomènes physiques de génération, propagation et dissipation des vagues à grande échelle et permettent d'offrir les conditions limites de modèles régionaux de plus faibles emprises.

Ainsi les bases régionales, complémentaires aux précédentes, offrent une représentation plus fine du climat de vagues en milieu côtier. Les améliorations sont obtenues par une résolution spatio-temporelle de la propagation des vagues plus fine, et par la prise en compte des phénomènes physiques spécifiques aux domaines côtiers tel que la dissipation par frottement bathymétrique ou par déferlement. L'Atlantique nord-est en tant que zone économique à forts enjeux a été l'objet de différentes bases de données numériques régionales. Certains auteurs se sont attachés à définir le climat des vagues en milieu hauturier sur une zone restreinte du Globe sans définir le climat de vagues à la côte. Dodet *et al.* (2010) s'intéressent en particulier à l'Atlantique nord-est à partir d'une descente d'échelle dynamique des vents NCEP/NCAR R1/R2 entre 1953-2009, période pour laquelle ils caractérisent avec précision la dépendance des paramètres de hauteur significative, direction moyenne et période de pic face à l'indice du mode de téléconnexion North Atlantic Oscillation NAO. Wang et Swail (2001) se concentrent sur l'hémisphère Nord pour définir les tendances d'évolution de hauteur significative à partir de simulations de vagues également forcées par les vents NCEP/NCAR R1/R2 (1958-1997). En complément de ces études, d'autres auteurs ont travaillé à la fois sur la simulation océanique et côtière, en concentrant les efforts de modélisation fine sur

des zones spécifiques. Charles *et al.* (2011) s'intéressent à la côte Aquitaine et mettent en avant les corrélations entre ces paramètres réduits des états de mer et les régimes de temps. Pilar *et al.* (2008) se concentrent sur les côtes Atlantiques espagnoles et Benoit et Lafon (2004) couvrent les côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France avec la première version d'ANEMOC.

A la frontière des méthodes de descente d'échelle dynamique, Camus *et al.* (2011b) proposent une méthode hybride de propagation des états de mer en domaine côtier à partir des résultats de la base mondiale GOW (Reguero *et al.*, 2012). Les paramètres d'états de mer et de vent sont extraits en certains points de la base GOW situés à  $0.5^\circ$  des côtes espagnoles. L'Algorithme de Dissimilarité Maximum (MDA) y est ensuite appliqué afin de sélectionner un échantillon de paramètres de vagues représentatif de la diversité des états de mer possibles tant pour le climat moyen que pour le climat extrême. Les paramètres de vagues et de vent de ces échantillons correspondent aux conditions limites d'une propagation dynamique des états de mer jusqu'aux côtes à l'aide du modèle spectral SWAN. Enfin, la méthode d'interpolation non-linéaire RBFs (Radial Basis Functions) permet la reconstruction de la série temporelle. La méthode validée par rapport à une simulation dynamique classique apporte un gain considérable en temps de calcul.

Les emprises et résolutions spatio-temporelles des précédents atlas ainsi que l'amélioration continue des modèles numériques d'état de mer, des réanalyses des champs de vent à 10 mètres et des observations disponibles ont motivé la construction d'une nouvelle base de données d'états de mer : ANEMOC-2. Cette base vise à définir avec précision le climat en Atlantique nord-est et dans le domaine côtier des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord françaises sur la période 1979-2009 avec une précision spatiale de 20 km le long des côtes européennes et 1 km le long des côtes françaises.

## 3.2 TOMAWAC : un outil de simulation spectrale d'états de mer de troisième génération

Les simulations d'états de mer nécessaires à la construction d'ANEMOC-2 ont été réalisées avec le modèle spectral TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996) - Telemac-based Operational Model Addressing Wave Action Computation - issu du système TELEMAC-MASCARET et développé au Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (EDF R&D) et au Laboratoire d'Hydraulique Saint-Venant. Le code de calcul décrit la propagation du spectre d'action d'onde  $N$  soumis aux interactions entre l'océan et l'atmosphère, la bathymétrie et les courants sur un domaine océanique ou côtier discrétisé à l'aide d'un maillage non-structuré. Cette section présente la physique des états de mer pris en compte dans le code TOMAWAC (version 6.1), la paramétrisation des modèles océanique et côtier d'ANEMOC-2 et les deux développements réalisés.

### 3.2.1 Modélisation spectrale des états de mer

Le modèle spectral d'états de mer TOMAWAC modélise la propagation du spectre d'action d'onde  $N$  en espace et en temps à partir de l'équation de transport (Equation 3.1) décrite par WAMDI Group (1988). Cette équation généralisée aux milieux non-homogènes et non-permanents est implémentée dans TOMAWAC pour le couple de variables direction de propagation  $\theta$  et fréquence relative  $f_r$  sous la forme suivante :

$$\frac{\partial(\tilde{B}\tilde{F})}{\partial t} + \dot{x}\frac{\partial(\tilde{B}\tilde{F})}{\partial x} + \dot{y}\frac{\partial(\tilde{B}\tilde{F})}{\partial y} + \dot{\theta}\frac{\partial(\tilde{B}\tilde{F})}{\partial \theta} + \dot{f}_r\frac{\partial(\tilde{B}\tilde{F})}{\partial f_r} = \tilde{B}\tilde{Q}(x, y, f_r, \theta, t) \quad (3.1)$$

Précisons que différentes conventions d'écriture des spectres de densité d'action d'onde existent où le Jacobien  $\tilde{B}$  permet le passage d'une convention à une autre, suivant les variables choisies dans le domaine spectral :

- le vecteur nombre d'onde  $\vec{k} = (k_x, k_y) = (k \sin \theta, k \cos \theta)$  ;
- la fréquence absolue  $f_a$  et la direction de propagation des vagues  $\theta$  ;
- la fréquence relative  $f_r$  et la direction de propagation des vagues  $\theta$ .

Dans le cas du passage de la convention  $\vec{k}$  vers le couple  $(f_r, \theta)$ , le jacobien  $\tilde{B}$  s'écrit :

$$\tilde{B} = \begin{vmatrix} \frac{\partial f_r}{\partial k_x} & \frac{\partial f_r}{\partial k_y} \\ \frac{\partial \theta}{\partial k_x} & \frac{\partial \theta}{\partial k_y} \end{vmatrix} \quad (3.2)$$

$$\tilde{B} = \frac{CC_g}{2\pi\sigma^2} = \frac{C_g}{(2\pi)^2 k f_r} \quad (3.3)$$

$$N(x, y, k_x, k_y, t) = \frac{CC_g}{2\pi\sigma} \tilde{N}(x, y, f_r, \theta, t) = \tilde{B} \tilde{F}(x, y, f_r, \theta, t) \quad (3.4)$$

où les coordonnées  $x, y, t$  correspondent à la position en espace et en temps du spectre pour un domaine orthogonal cartésien,  $C$  et  $C_g$  correspondent aux vitesses de phase et de groupe, et enfin  $\sigma$  à la pulsation relative :

$$\sigma = 2\pi f_r \quad (3.5)$$

Le terme de gauche de l'équation 3.1 décrit la cinématique du spectre d'action d'onde obtenue à partir de la théorie linéaire des vagues. La propagation en espace correspond respectivement au second et troisième termes :

$$\dot{x} = C_g \sin \theta + U_x \quad (3.6)$$

$$\dot{y} = C_g \cos \theta + U_y \quad (3.7)$$

où  $U_x$  et  $U_y$  sont les composantes du courant moyenné sur la verticale.

Les modifications directionnelles incluses dans le quatrième terme sont issues du processus de réfraction généré par les variations de la bathymétrie  $d(x, y, z)$  dans la direction normale à la direction de propagation  $\tilde{G}_n(d)$  et par les gradients de courant tangentiels à la direction de propagation  $\tilde{G}_t(\vec{U})$  :

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{k} \frac{\partial \omega}{\partial d} \tilde{G}_n(d) - \frac{\vec{k}}{k} \tilde{G}_t(\vec{U}) \quad (3.8)$$

Les modifications fréquentielles incluses dans le cinquième terme résultent des variations du niveau de la mer et/ou des courants :

$$\dot{f}_r = \frac{1}{2\pi} \left[ \frac{\partial \omega}{\partial d} \left( \frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} d \right) - C_g \vec{k} \cdot \tilde{G}_t(\vec{U}) \right] \quad (3.9)$$

Le terme de droite  $\tilde{Q}$  de l'équation 3.1 regroupe les termes sources et puits représentant les processus physiques de génération, transfert et dissipation d'énergie subis par les vagues (Equation 3.10) :

$$\tilde{Q} = \tilde{Q}_{in} + \tilde{Q}_{ds} + \tilde{Q}_{nl} + \tilde{Q}_{bf} + \tilde{Q}_{br} + \tilde{Q}_{tr} \quad (3.10)$$

- $\tilde{Q}_{in}$  : génération des vagues par le vent ;
- $\tilde{Q}_{ds}$  : dissipation par moutonnement ;
- $\tilde{Q}_{nl}$  : interactions non-linéaires entre quadruplets de fréquences ;
- $\tilde{Q}_{bf}$  : dissipation par friction sur le fond ;
- $\tilde{Q}_{br}$  : dissipation par déferlement bathymétrique ;
- $\tilde{Q}_{tr}$  : interactions non-linéaires entre triplets de fréquences.

Différents processus physiques sont à prendre en compte selon les caractéristiques du domaine où le climat de vagues est étudié. En domaine océanique, où la profondeur d'eau relative  $d/L$  est supérieure à 0.5, les trois processus physiques dominants sont la génération des vagues par le vent, la dissipation par moutonnement et les transferts entre quadruplets de fréquences. Pour les simulations en mers continentales, où la profondeur d'eau relative est comprise entre 0.05 et 0.5, d'autres phénomènes physiques s'ajoutent aux précédents : le frottement sur le fond, le shoaling, les effets de la réfraction par la bathymétrie et les courants. Dans le domaine côtier, où la profondeur relative est inférieure à 0.05, le déferlement bathymétrique et les interactions non-linéaires entre triplets de fréquences sont également à prendre en compte. Pour chaque processus physique TOMAWAC propose différents modèles paramétriques ou formulations détaillés dans le Guide TOMAWAC de la version 6.1 (LNHE et Labo. Saint-Venant, 2011).

### 3.2.2 Paramétrisation d'ANEMOC-2

La base d'états de mer ANEMOC-2, réalisée par des simulations rétrospectives à l'aide du modèle TOMAWAC, regroupe les paramètres intégrés d'états de mer sur deux grilles de différentes emprises : une grille océanique et une grille côtière où les processus physiques modélisés sont adaptés à leur domaine et emprise. Ainsi, le modèle océanique d'ANEMOC-2 tient compte de la génération de vagues par le vent, de la dissipation par moutonnement et des interactions non-linéaires entre quadruplets de fréquences. En complément, les dissipations par friction sur le fond et déferlement bathymétrique sont ajoutées à la paramétrisation du modèle côtier.

Pour les deux modèles, la discrétisation fréquentielle retenue correspond à une suite géométrique de ratio 1.1 et de 32 composantes. La discrétisation s'échellonne de 0.0345 Hz à 0.66 Hz, ce qui correspond à une plage de périodes de 1.51 à 28.98 s. La discrétisation directionnelle associée est de 36 directions, soit une résolution angulaire constante de  $10^\circ$ . Enfin, les pas de temps de calculs de chaque modèle dépendent de la taille minimale des éléments du maillage qui sont respectivement de l'ordre de 10 et 1 km pour les modèles océanique et côtier : en conséquence et afin de vérifier les conditions de Courant CFL, les pas de temps associés sont de 300 et 120 s.

#### 3.2.2.1 L'implémentation de la formulation BAJ

L'étape de calibration du modèle océanique décrite dans la section 3.5 du chapitre a permis d'aboutir à la paramétrisation adéquate d'ANEMOC-2 et à l'implémentation de la formulation BAJ (Bidlot *et al.*, 2007) dans TOMAWAC. Les modifications ont été réalisées au sein de la routine SEMIMP.F appelant les différents modèles de génération, dissipation et transfert d'énergie. Précédemment implémentée pour le modèle opérationel de l'ECMWF et différents codes de calculs (Ardhuin *et al.*, 2007; Osuna *et al.*, 2007), la formulation BAJ a également montré son intérêt lors de la construction d'ANEMOC-2. En effet, les hypothèses sur lesquelles elle est basée - reformulation des paramètres moyens et extension du domaine d'intégration du spectre - ont permis de mieux modéliser la croissance et la dissipation de la mer de vent dans des conditions de faibles houles.



Ainsi, la prise en compte de la génération par le vent au sein d'ANEMOC-2 suit le modèle quasi-linéaire de Janssen (1989, 1991) pour lequel un facteur de croissance exponentiel est appliqué au spectre, suivant les résultats de Miles (1957). Les interactions non-linéaires entre quadruplet de fréquences correspondent à une redistribution de l'énergie du spectre au sein de l'état de mer sous l'effet d'interactions résonnantes au 3<sup>ème</sup> ordre, pour laquelle Hasselmann (1962) formule une expression exacte, mais très lourde en temps de calcul. Ainsi, pour la simulation d'ANEMOC-2, l'approximation DIA (Discrete Interaction Approximation) de Hasselmann et Hasselmann (1985) a été appliquée. La dissipation par moutonnement répond à la paramétrisation BAJ appliquée au modèle introduit par Komen *et al.* (1984), et étendu par Janssen (1991). Le modèle initial de Komen et Janssen propose une dissipation par moutonnement quasi-linéaire :  $Q_{ds} = \alpha F$  où  $\alpha$  dépend du moment d'ordre zéro  $m_0$  du spectre de variance, de la fréquence angulaire relative moyenne  $\langle \sigma \rangle$  et du nombre d'onde moyen  $\langle k \rangle$ . La paramétrisation BAJ apporte une nouvelle formulation de fréquence angulaire relative et nombre d'onde moyen par le biais d'un  $\sigma$ -moment (Equation 3.11) et  $\sqrt{k}$ -moment (Equation 3.12) du spectre de variance. En effet, ces formulations accentuent l'importance des hautes fréquences correspondant à la mer de vent.

$$\langle \sigma \rangle = \frac{\int d\vec{k} \sigma F(\vec{k})}{\int d\vec{k} F(\vec{k})} \quad (3.11)$$

$$\sqrt{\langle k \rangle} = \frac{\int d\vec{k} \sqrt{k} F(\vec{k})}{\int d\vec{k} F(\vec{k})} \quad (3.12)$$

De plus, la paramétrisation BAJ étend le domaine d'intégration par sommation discrète du spectre de variance en modifiant la fréquence de coupure. Cette dernière initialement décrite en fonction de la fréquence moyenne  $f_{moy}$  pouvait, dans le cas de houle de faible fréquence, éliminer drastiquement les fréquences relatives à la mer de vent. En effet, des comparaisons entre les mesures issues de l'altimètre ERS-2 et les résultats de la dissipation selon Komen ont montré que la mer de vent locale en conditions de houles de faibles fréquences n'était pas générée ou très fortement retardée dans sa croissance (Bidlot *et al.*, 2007). Ainsi, la paramétrisation BAJ propose d'élever la fréquence de coupure de sorte qu'elle soit fonction de la moyenne des fréquences relatives à la mer de vent, notée  $f_{moyWS}$  :

$$f_{min} \leq f \leq \min(2.5 f_{moyWS}, f_{max}) \quad (3.13)$$

Cette adaptation entraîne la modification du paramètre de Charnock ( $\hat{\alpha} = 0.0095$ ) afin que les relations entre ce dernier et la moyenne quadratique de la pente en fonction de la vitesse de vent soient conservées. Enfin, deux ajustements numériques du limiteur de croissance selon Herbach *et al.* (1996) ont été appliqués dans l'objectif de réduire la dépendance du limiteur de croissance aux houles de faibles fréquences. Ainsi, un facteur de 0.6 a été appliqué d'une part et la fréquence moyenne  $f_{moy}$  a été remplacée par la fréquence moyenne des mers de vent  $f_{moyWS}$  d'autre part.

En complément, le modèle côtier d'ANEMOC-2 reprend la paramétrisation du modèle océanique ainsi que la prise en compte des processus de dissipation d'énergie par frottement bathymétrique et par déferlement. La formulation linéaire de dissipation par frottement bathymétrique établie lors de la campagne JONSWAP (Hasselmann *et al.*, 1973) et améliorée par Bouws et Komen (1983) est appliquée. Enfin, différents tests de sensibilité ont permis de choisir la modélisation du déferlement bathymétrique selon le modèle Thornton et Guza (1983) avec un unique sous-pas de temps de calcul.

### 3.2.3 Implémentation de la décomposition du spectre de vagues

L'implémentation de la décomposition du spectre en systèmes de vagues élémentaires a été réalisée selon la méthode de Hanson et Phillips (2001) dans le cadre du projet national EMACOP, dans le

but d'améliorer la modélisation des états de mer et de définir le potentiel houlomoteur aux abords des côtes françaises. Ainsi, le sous-programme SPEPIX.f a été implémenté et appliqué aux résultats de spectres TOMAWAC et aux observations de la base Candhis.

Les détails du processus et des applications réalisées à partir de spectres directionnels issus de TOMAWAC à la localisation des Pierres Noires sont présentés en annexe A.

### 3.3 Description des modèles océanique et côtier d'ANEMOC-2

Les simulations numériques avec TOMAWAC nécessitent en entrée des maillages non-structurés. La production d'ANEMOC-2 a ainsi requis la construction de deux maillages dont les caractéristiques sont décrites ci-dessous : un maillage océanique couvrant l'Océan Atlantique, et un maillage côtier aux abords des côtes françaises imbriqué dans le précédent.

#### 3.3.1 La grille de calcul océanique

Les simulations réalisées à partir du maillage océanique ont l'objectif de décrire avec précision le climat de vague en Atlantique nord-est et de fournir les spectres directionnels de variance comme conditions limites du modèle côtier. De ce fait, l'emprise doit inclure l'ensemble des zones de génération des vagues se propageant vers les zones d'intérêt. Pour remplir ces objectifs, et s'affranchir de l'imposition de conditions limites, le modèle océanique représente l'ensemble de l'Océan Atlantique de 63°S à 80°N, des côtes américaines aux côtes africaines et européennes, en ayant exclu les mers intérieures des Caraïbes et de la Méditerranée.

L'emprise du modèle et la densité spatio-temporelle des résultats doivent répondre au compromis entre la bonne représentation des phénomènes physiques et les capacités de calcul, stockage et post-traitement des résultats. Ceci est facilité par l'utilisation de maillages non-structurés et la réalisation des calculs parallèles dans TOMAWAC. La propagation des états de mer étant sensible à l'évolution de la bathymétrie et de la profondeur relative en particulier, la taille des mailles diminue au fur et à mesure que la bathymétrie diminue. Ainsi la résolution des mailles recouvrant le plateau continental est plus fine que celle des mailles recouvrant les plaques océaniques. De même, certains archipels tels que Les Açores ou Le Cap-Vert ne sont pas représentés au sein du maillage car leurs emprises sont plus faibles que la taille des mailles présentes dans leurs zones.

Au total, le maillage océanique compte 13 426 nœuds et 25 548 éléments (Figure 3.1). La taille de mailles décroît à mesure que l'on s'approche de l'Atlantique nord-est, zone principale d'intérêt. Au sud de l'équateur, la taille des mailles est de l'ordre de  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ , mais se dégrade progressivement aux latitudes 20°S et 40°S. Au nord de l'équateur et à l'est de 60°W, la résolution augmente jusqu'à  $0.9^\circ \times 0.9^\circ$  puis atteint la résolution de 60 km au nord de 20°N et à l'est de 40°W sur l'ensemble du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord. De là, la taille des mailles diminue progressivement jusqu'aux côtes européennes et françaises où le maillage océanique atteint respectivement la résolution de 20 km et 10 km (Figures 3.2 et 3.3).

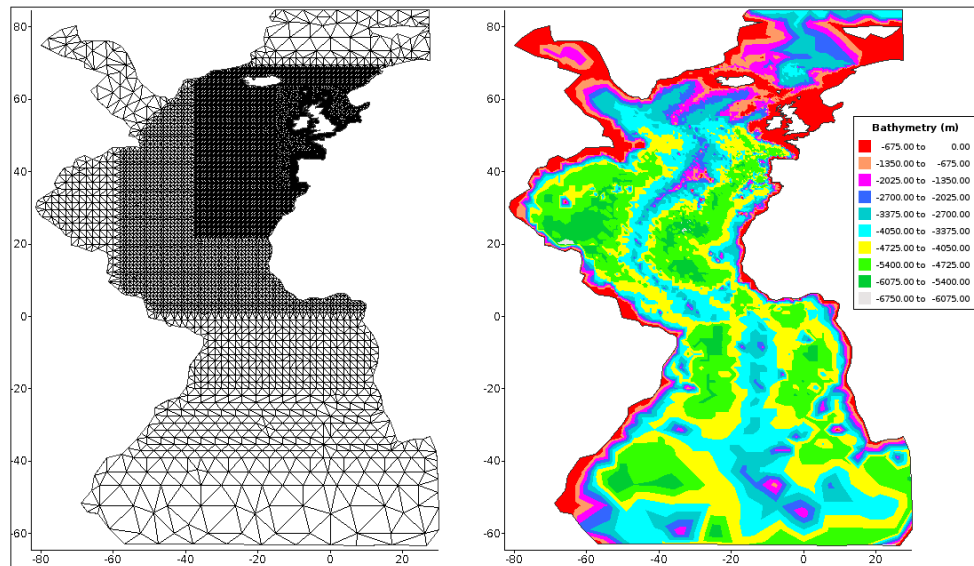


Figure 3.1: Maillage océanique d'ANEMOC-2 : 13 426 nœuds, 25 548 éléments.

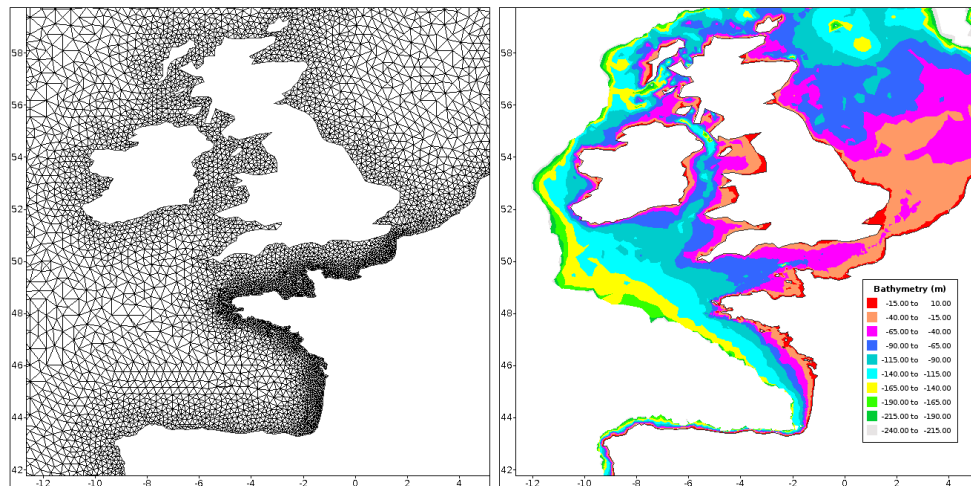


Figure 3.2: Zoom du maillage océanique d'ANEMOC-2 centré sur les côtes françaises.

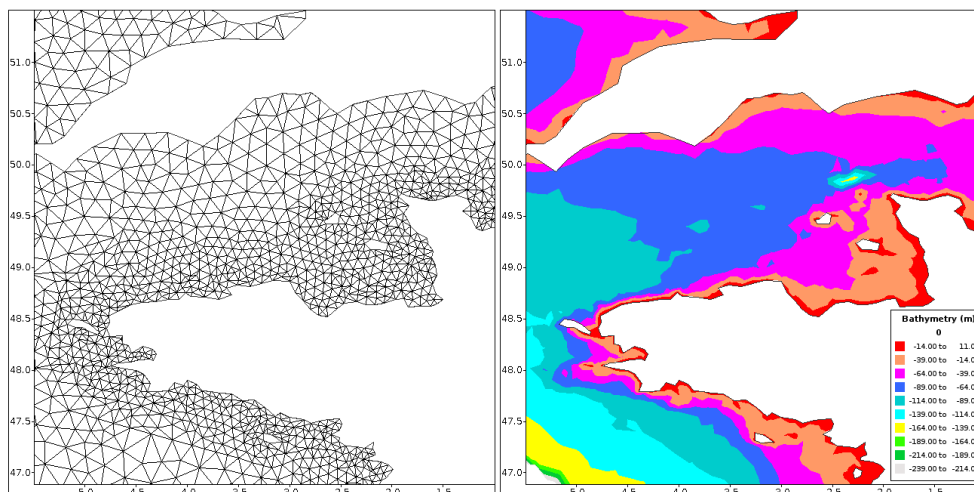


Figure 3.3: Zoom du maillage océanique d'ANEMOC-2 centré sur les côtes bretonnes.

### 3.3.2 La grille de calcul côtière

Le maillage côtier recouvre une partie du maillage océanique des côtes françaises jusqu'à la limite sud de l'Angleterre et l'isobathymétrie des 100 m pour l'Océan Atlantique et la Mer du Nord. Au total, 81 points délimitent les frontières ouvertes et sont communs aux maillages océanique et côtier afin que les spectres directionnels de variance, résultats du modèle océanique, fournissent directement les conditions limites du modèle côtier sur ses frontières ouvertes.

A partir des frontières ouvertes de résolution moyenne 15 km, le maillage côtier se densifie pour atteindre une résolution inférieure au kilomètre le long des côtes françaises et îles, et une résolution de l'ordre de 3 à 4 km le long des côtes Anglaises. Les nombres totaux de nœuds et éléments sont respectivement de 16 295 et 29 018 (Figures 3.4, 3.5, 3.6 et 3.6).

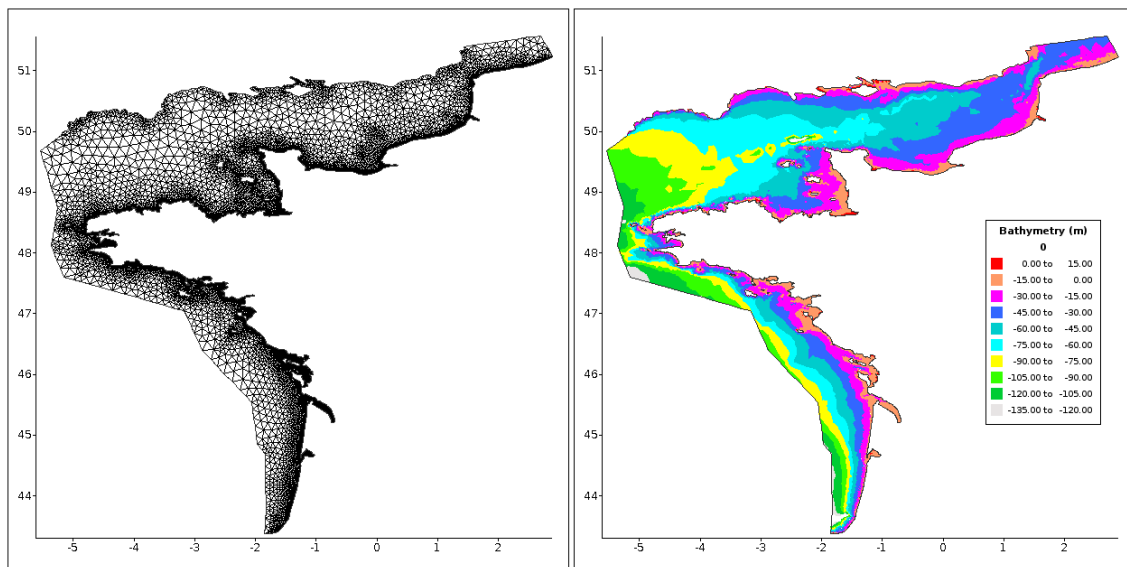


Figure 3.4: Maillage côtier d'ANEMOC-2 : 16 295 nœuds, 29 018 éléments.

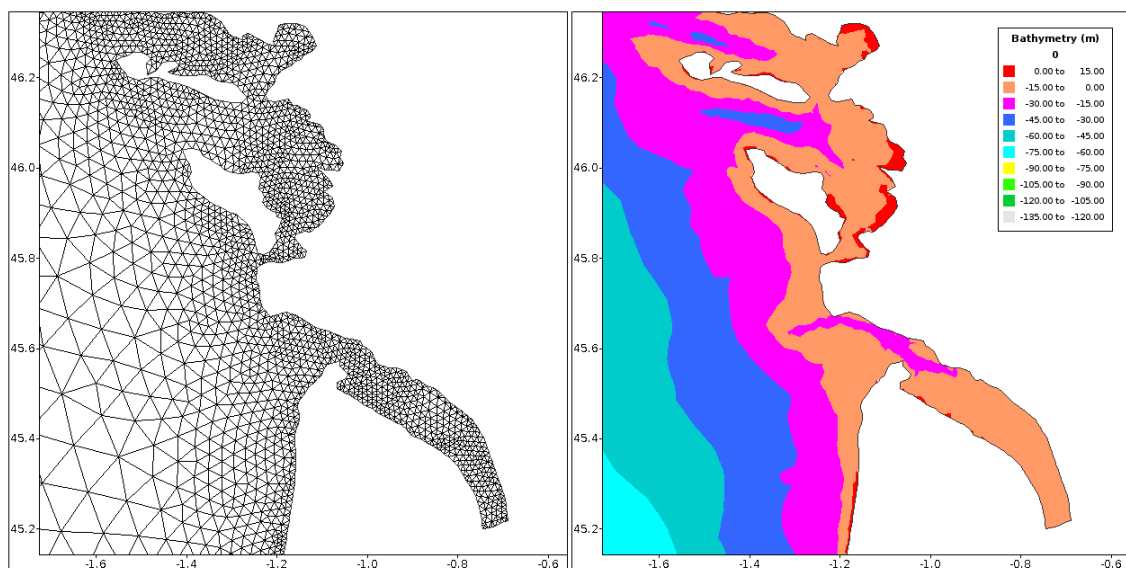


Figure 3.5: Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur la côte aquitaine et les Pertuis Charentais.

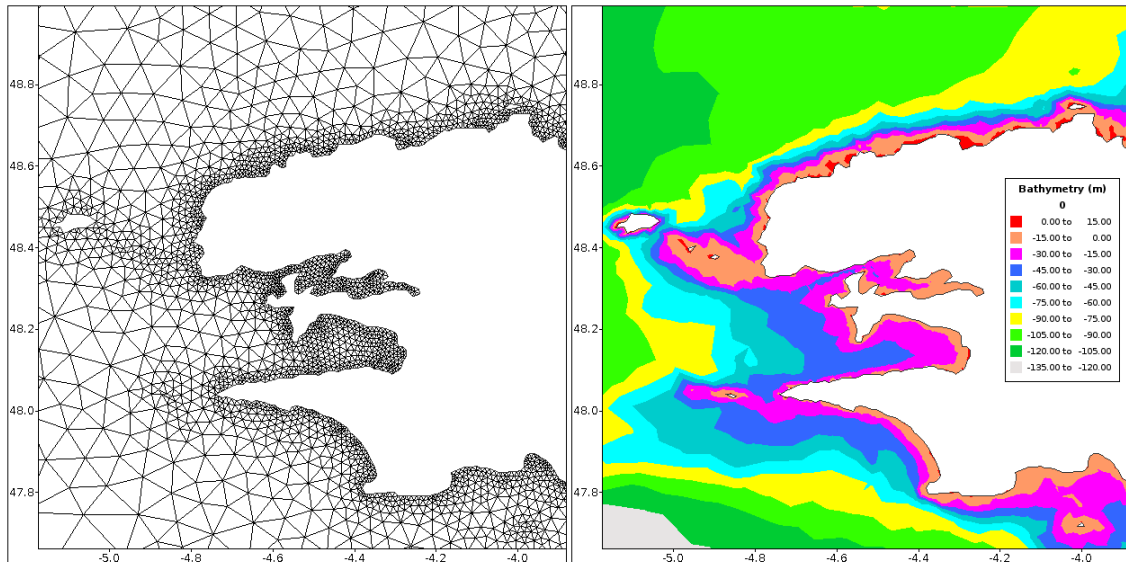


Figure 3.6: Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur la pointe bretonne.

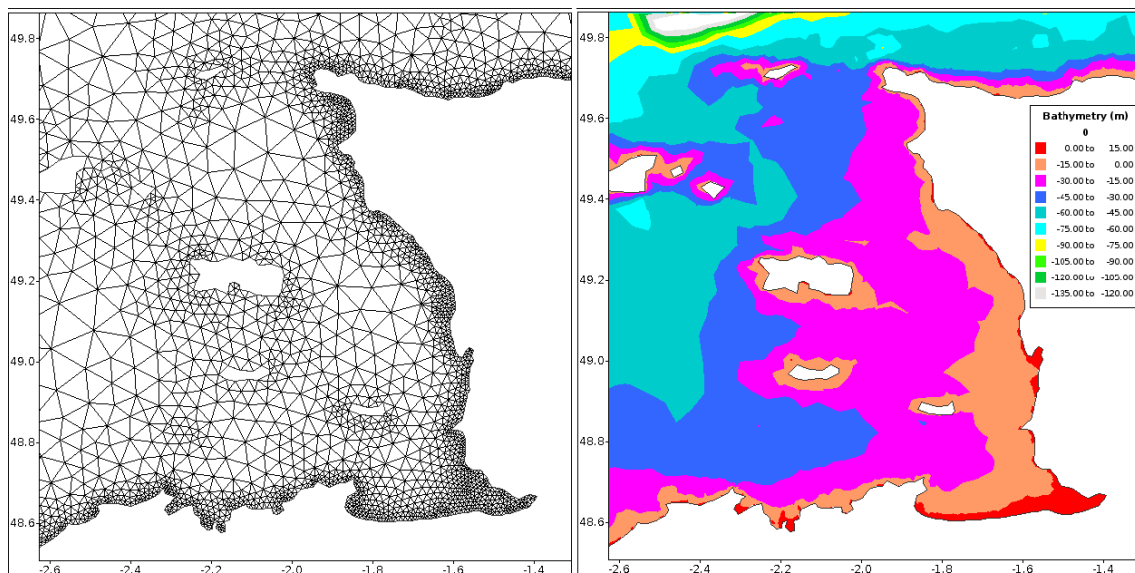


Figure 3.7: Zoom du maillage côtier d'ANEMOC-2 centré sur le Golfe Normand-Breton.

### 3.3.3 Données sources pour la bathymétrie et les maillages

Les maillages océanique et côtier ont respectivement été construits à l'aide des mailleurs MATISSE (Boulet, 2004) et JANET (Smile Consult, 2005) à la manière d'une projection géodésique circulaire tout en respectant la convention longitude-latitude WGS-84. La base GEBCO - General Bathymetric Chart of the Oceans - de résolution maximale de 30 arc-secondes a été utilisée pour définir le trait de côte mondial et la bathymétrie au niveau moyen du modèle océanique. En complément, le SHOM (Service Hydrographique et Océanique de la Marine) a fourni le trait de côte français et le LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales) la bathymétrie "Europe" au niveau moyen et de résolution 800 m. Les données de la base Europe ont complété la bathymétrie GEBCO sur la partie nord-est du maillage englobant largement le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord.

### 3.4 Le forçage atmosphérique : Vents à 10 m.

Le choix du forçage atmosphérique pour un modèle d'état de mer est de première importance : en effet, la qualité des simulations de vagues dépend grandement de la qualité des champs de vent (Feng *et al.*, 2006). Les données de vents à 10 m représentent également le critère discriminant pour la période couverte par la base d'états de mer. Les réanalyses globales de champs de vent simulent 15 à plus de 120 ans de données, elles sont pour la majorité issues des centres européen (ECMWF), japonais (Japan Meteorological Agency JMA) et étatsunien (NOAA). Citons les principaux modèles dont les caractéristiques sont listées dans le tableau 2.1 (cf. chapitre 2) : ERA-15 (Gibson *et al.*, 1996), ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) et ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2006) pour ECMWF, JRA-25 (Onogi *et al.*, 2007) et JRA-55 pour JMA et NCEP/NCAR R1/R2 (Kalnay *et al.*, 1996), CFSR (Saha *et al.*, 2010) et 20<sup>th</sup> Century Reanalysis V2 (Compo *et al.*, 2011) pour NOAA. Les résolutions et couvertures temporelles varient fortement d'une base à l'autre. L'inter-comparaison des champs de vents permet de définir le compromis optimal entre une couverture temporelle longue et une résolution spatio-temporelle suffisamment fine.

Sterl *et al.* (1998) évaluent la qualité des champs de vent de la réanalyse ERA-15 en comparant les résultats de modélisation des états de mer aux observations altimétriques. Les auteurs pointent une sous-estimation des hauteurs significatives du modèle face aux observations altimétrique en cas de vent fort et l'expliquent par la non-reproduction des pics due à la faible résolution spatio-temporelle des forçages ( $2^\circ \times 2^\circ$ ). Quelques années plus tard, Caires *et al.* (2004) soulignent la meilleure représentation des vents tropicaux de ERA-40 par rapport à NCEP/NCAR R1/R2 mais estiment que les deux bases sont de qualité équivalente pour l'étude des tendances à long terme. Enfin, Feng *et al.* (2006) montrent que les simulations de vagues à partir des vents NCEP/NCAR R1/R2 produisent une meilleure corrélation avec les observations altimétriques TOPEX que les champs de vent de l'ECMWF.

Pour notre étude, nous avons évalué la qualité des champs de vent de quatre réanalyses par rapport aux observations des bouées. Les champs de vent à 10 m des bases ERA-Interim (1979-2013), CFSR (1979-2010), NCEP/NCAR R2 notée "NCEP-2" (1948-2013) et 20<sup>th</sup> Century Reanalysis V2 notée "20C2" (1871-2010), ont été extraits pour les années 2006 à 2009 et interpolés en espace et au pas de temps horaire aux nœuds des bouées Brittany ( $47^\circ 30'N$ ,  $8^\circ 30'W$ ) et n° 62118 ( $57^\circ 45'N$ ,  $0^\circ 55'E$ ), localisées respectivement dans le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord. Ces deux bouées déployées par Météo-France et le Met Office ont été choisies car elles disposent d'anémomètres à 10 m de hauteur pour mesurer l'intensité et la direction des vents. Ce choix est motivé par une comparaison directe entre les résultats des modèles atmosphériques et les observations *in situ* sans correction de profil logarithmique.

La bouée Brittany dispose d'observations de champs de vent pour les quatre années de simulation extraites (2006 à 2009) alors que la bouée n°62118 dispose d'observations uniquement de septembre 2008 à décembre 2009. Pour comparer les résultats, des histogrammes de distribution d'intensité des champs de vent ont été construits et comparés à ceux issus des observations brutes : de 2006 à 2009 pour Brittany (Figure 3.8) et de septembre 2008 à décembre 2009 pour la bouée n° 62118 (Figure 3.10) en supprimant uniquement les observations non physiques.

Qualitativement, pour les années 2006 à 2009, les quatre bases de champs de vent surestiment les observations aux bouées Brittany et n° 62118. Les bases de données CFSR et ERA-Interim présentent les biais les plus faibles par rapport aux observations, suivies respectivement des bases 20C2 et NCEP/NCAR R2. Pour apprécier la dynamique des champs de vent, les séries temporelles de deux événements forts ont été comparés : la tempête Johanna (8 mars 2008) au niveau de la bouée Brittany (Figure 3.9) et le mois de décembre 2008 pour la bouée n° 62118 (Figure 3.11). Les indices statistiques du *RMSE*, *biais*, *ScatterIndex* noté (*SI*), et corrélation  $R^2$  calculés entres les  $n$  observations et simulations pour ces deux événements sont regroupés dans le tableau 3.1 (Equations 3.14 à 3.17).



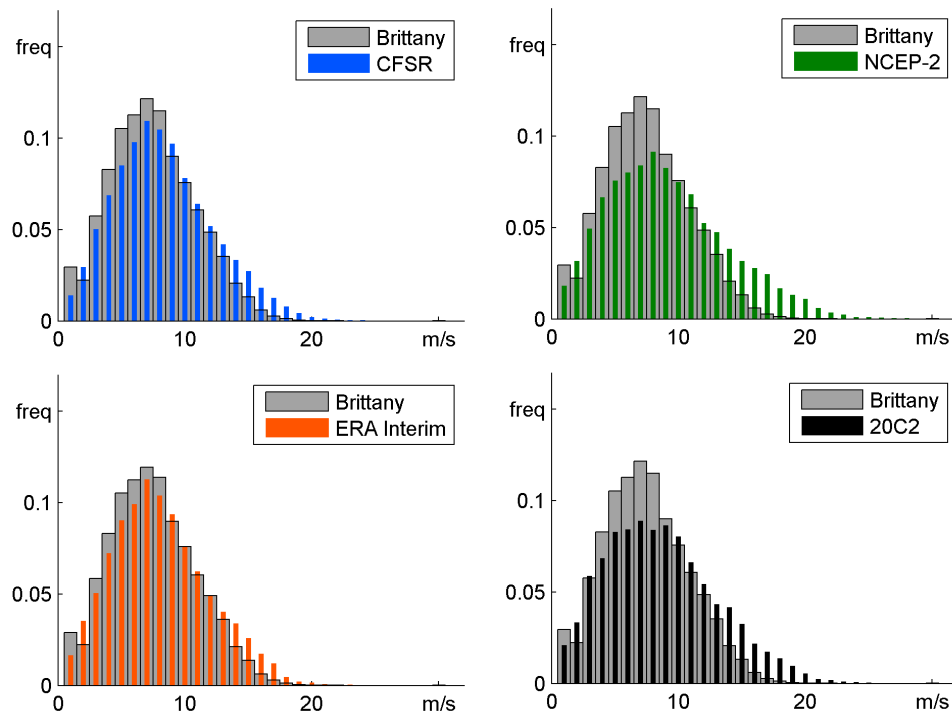


Figure 3.8: Comparaison des vitesses des vents à 10 m réanalysées et observées à la bouée Brittany n°62163 (47°30N;8°30W) entre 2006 et 2009.

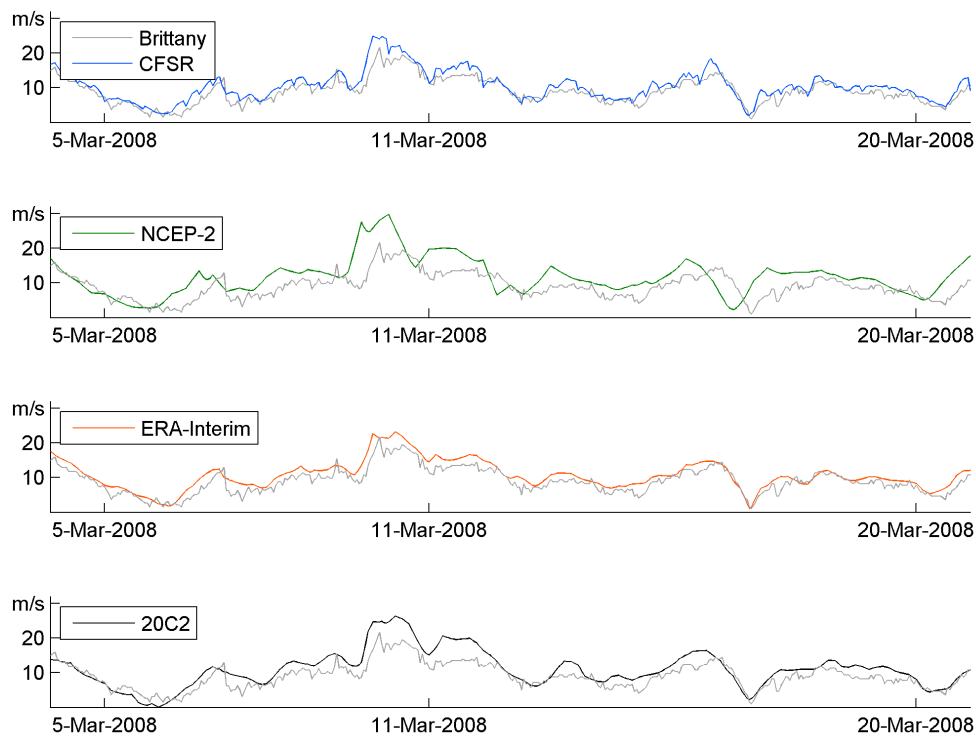


Figure 3.9: Comparaison de la dynamique des vents à 10 m entre les réanalyses et observations, avec un pas de temps horaire pour CFSR, tri-horaire pour ERA-Interim et 20C2 et sexta-horaire pour NCEP2, lors de la tempête Johanna à la bouée Brittany n°62163 (47°30N;8°30W).

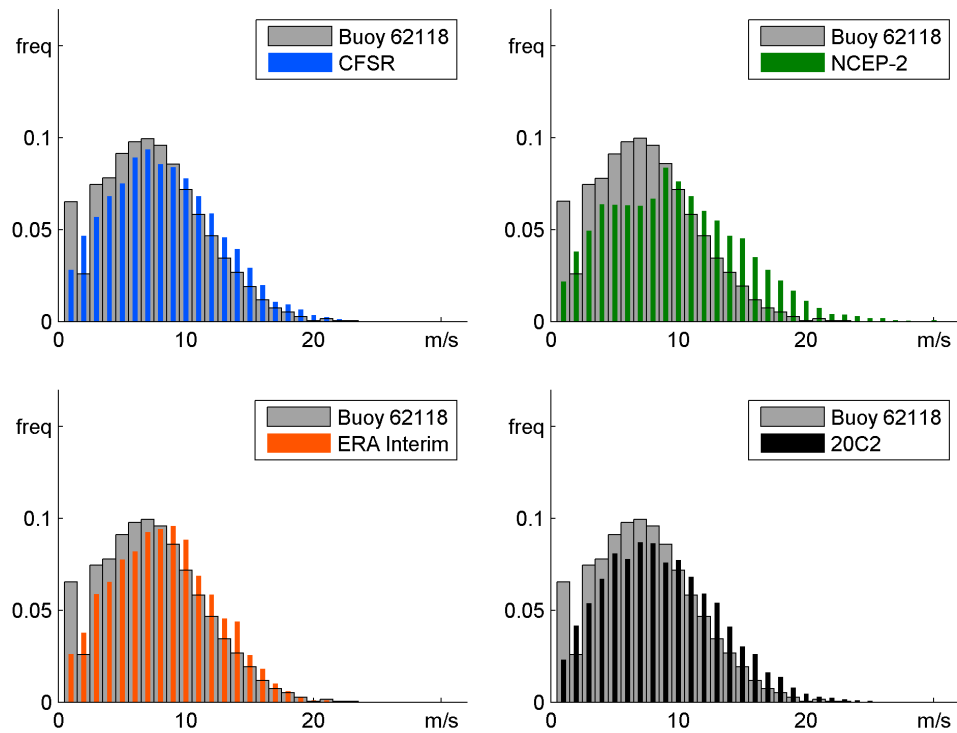


Figure 3.10: Comparaison des vitesses des vents à 10 m réanalysées et observées à la bouée n°62118 (57°45N;0°55E) entre septembre 2008 et décembre 2009.

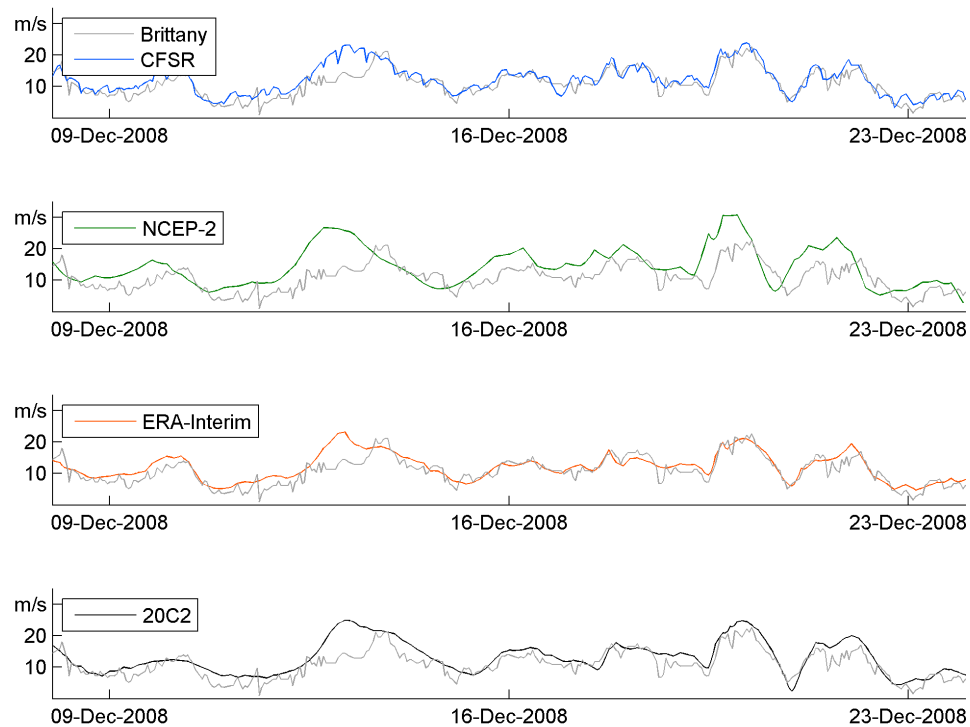


Figure 3.11: Comparaison de la dynamique des vents à 10 m pour les réanalyses et observations, avec un pas de temps horaire pour CFSR, tri-horaire pour ERA-Interim et 20C2 et sexti-horaire pour NCEP2, lors des événements de décembre 2008 à la bouée n° 62118 (57°45N;0°55E).



$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (y_i - x_i)^2} \quad (3.14)$$

$$SI = \sqrt{\frac{\sum (y_i - x_i)^2}{\sum (x_i)^2}} \quad (3.15)$$

$$Biais = \frac{1}{n} \sum (y_i - x_i) \quad (3.16)$$

$$R^2 = \frac{C(x_i, y_i)}{\sqrt{C(x_i, x_i)C(y_i, y_i)}} \quad (3.17)$$

où  $C(x_i, y_i)$  est la matrice de covariance.

Pour ces deux événements, il est possible d'apprécier l'impact de la résolution temporelle des champs de vent. La base CFSR, qui offre d'une résolution horaire, représente le mieux la dynamique des observations, suivie des bases ERA-Interim et 20C2 pour lesquelles la résolution temporelle est tri-horaire, puis de la base NCEP/NCAR R1/R2 de résolution sexta-horaire. En termes de reproduction de l'intensité des champs de vent, les bases CFSR et ERA-Interim sont également les plus proches des observations, alors que les champs de vent de la base NCEP/NCAR R2 surestiment le plus les fortes valeurs d'intensité du vent (10 mars 2008, 20 décembre 2009). Ces résultats sont confirmés par les indices statistiques de comparaisons des observations et réanalyses au moment des événements forts. L'inter-comparaison des champs de vent réalisée produit une information qualitative sur la pertinence de quatre bases de vent au sein de nos zones principales d'intérêt : le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord. Cette étape nous permet de constater la bonne reproduction de l'intensité des champs de vent des bases CFSR et ERA-Interim par rapport à NCEP/NCAR R2 et 20<sup>th</sup> Century Reanalysis V2.

Ainsi, il a été choisi de favoriser la bonne reproduction de la dynamique des vents des bases CFSR ou ERA-Interim au détriment de l'emprise temporelle des forçages NCEP/NCAR R1/R2 et 20<sup>th</sup> Century Reanalysis V2. Enfin, le choix final des forçages atmosphériques pour la construction d'ANEMOC-2 s'est porté sur la base CFSR disposant d'une résolution spatio-temporelle (1 h et 0.312° x 0.312°) plus dense qu'ERA-Interim (3 h, 0.75° x 0.75°).

	Mars 2008 - Brittany				Décembre 2008 n° 62118			
	<i>RMSE</i> (m/s)	<i>Biais</i> (m/s)	<i>SI</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	<i>RMSE</i> (m/s)	<i>Biais</i> (m/s)	<i>SI</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
CFSR	2,40	1,63	0,26	0,70	2,51	1,27	0,30	0,79
NCEP/NCAR	4,69	2,89	0,50	0,47	5,64	3,05	0,57	0,48
20C2	3,14	2,14	0,34	0,61	3,02	1,40	0,36	0,73
ERA-I	2.40	1.77	0,26	0,71	2.42	1,16	0,29	0,80

Tableau 3.1: Indices statistiques de comparaison des réanalyses et observations de champs de vent aux bouées Brittany et n°62118 au cours des mois de mars et décembre 2008.

La réanalyse CFSR est donc utilisée pour construire l'atlas de vagues ANEMOC-2. Les champs de vent sont interpolés sur les maillages océanique et côtier à raison de fichiers annuels initialisés le 22 décembre à 00:00 UTC de l'année précédente jusqu'au 31 décembre à 00:00 UTC de l'année en cours. Les dix jours d'initialisation sont nécessaires afin d'atteindre en tout point du domaine un état de mer pleinement développé le 1<sup>er</sup> janvier de chaque année. Ainsi, suivant la disponibilité des champs de vent CFSR, ANEMOC-2 a initialement été produit sur la période 1979-2009, puis sera étendu à l'année 2010. De ce fait, les travaux présentés dans ce mémoire et la caractérisation des états de mer en Atlantique nord-est et en France en particulier, font référence à la base ANEMOC-2 construite de 1979 à 2009.

### 3.5 Calibration du modèle ANEMOC-2 par observations altimétriques

Suite à la construction des maillages et au choix du forçage atmosphérique, l'étape de calibration du modèle TOMAWAC pour la construction d'ANEMOC-2 intervient. Notre objectif étant la modélisation des états de mer sur l'ensemble de l'Océan Atlantique et en Atlantique nord-est en particulier, l'exploitation des observations altimétriques s'impose. En effet, ces dernières sont disponibles depuis plus de deux décennies à l'échelle globale. Cette section du chapitre décrit les observations de la base GlobWave utilisées pour calibrer ANEMOC-2, la méthode d'intercomparaison appliquée et les résultats obtenus.

#### 3.5.1 La base d'observations altimétriques GlobWave

La base de données GlobWave ([www.globwave.org](http://www.globwave.org)) regroupe les observations de hauteur significative de vagues de huit satellites dont les mesures s'échelonnent de 1985 à nos jours (Figure 3.12) avec une résolution spatio-temporelle décrite dans le tableau 1.2 (cf. chapitre 1) et une fréquence de mesure de 1 Hz le long des traces altimétriques.

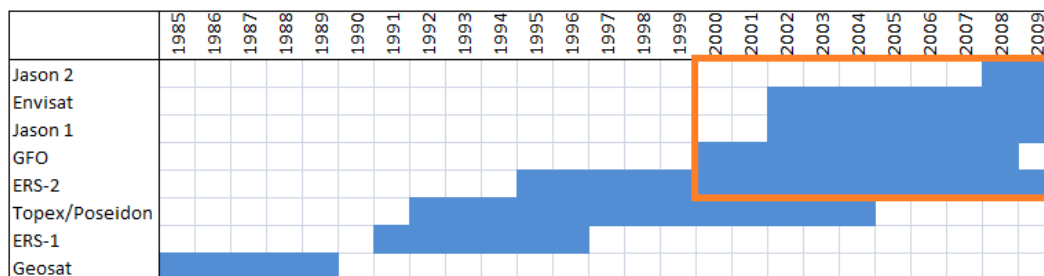


Figure 3.12: Couverture temporelle des observations altimétriques GlobWave utilisées lors de la calibration d'ANEMOC-2: ERS-2, Topex/Poseidon, Jason 1, Jason 2, GFO et ENVISAT.

Les observations des dix dernières années communes 2000-2009, entre les bases GlobWave et ANEMOC-2 ont été employées pour la calibration du modèle. Sur l'emprise réduite du maillage océanique de 63°N à 63°S, le nombre d'observations varie de 7.5 à 15.8 millions de données annuelles entre 2000 et 2009 pour les satellites ENVISAT, ERS-2, JASON 1, JASON 2, Geosat Follow On (GFO) et Topex/Poseidon (Figure 3.13). Une telle profusion de données a nécessité la construction d'un outil de lecture, interpolation et comparaison des observations altimétriques avec les résultats de descente d'échelle dynamique TOMAWAC. Cet outil décrit dans la section 3.5.2 a permis de choisir la paramétrisation adéquate des processus physiques dans TOMAWAC pour la production d'ANEMOC-2.

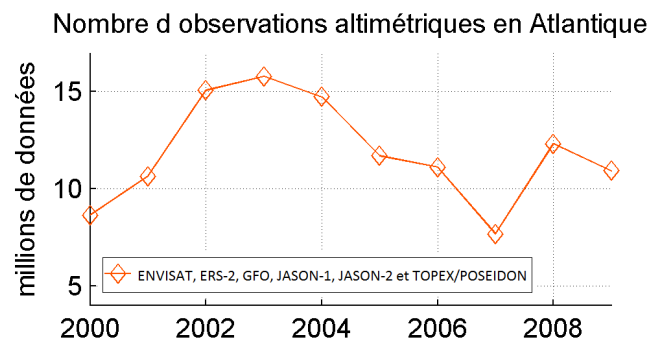


Figure 3.13: Répartition annuelle du nombre d'observations altimétriques brutes pour les satellites ERS-2, Topex/Poseidon, Jason 1, Jason 2, GFO et ENVISAT entre 2000 et 2009.

La figure 3.14 confirme la bonne couverture spatiale des données : le nombre d'observations moyennées sur 15 s par maille de  $1^\circ \times 1^\circ$  pour la période 2000 - 2009 est présenté sur l'emprise réduite de l'Océan Atlantique. La répétitivité des traces altimétriques de 10, 17 et 35 jours explique la variabilité du nombre de données moyennées sur 15 secondes : de 600 à 1200 données par maille de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Ceci nous informe également qu'un minimum de 600 observations sont présentes par maille sur la période 2000-2009. Par ailleurs, on observe que le nombre d'observations augmente à l'approche des pôles puisque les traces altimétriques se ressèrent d'un point de vue métrique. Enfin le nombre d'observations est légèrement plus important dans l'hémisphère nord que dans le sud, ce qui s'explique par la perte partielle de la couverture d'observations du satellite ERS-2 dans l'hémisphère sud à partir de 2003.

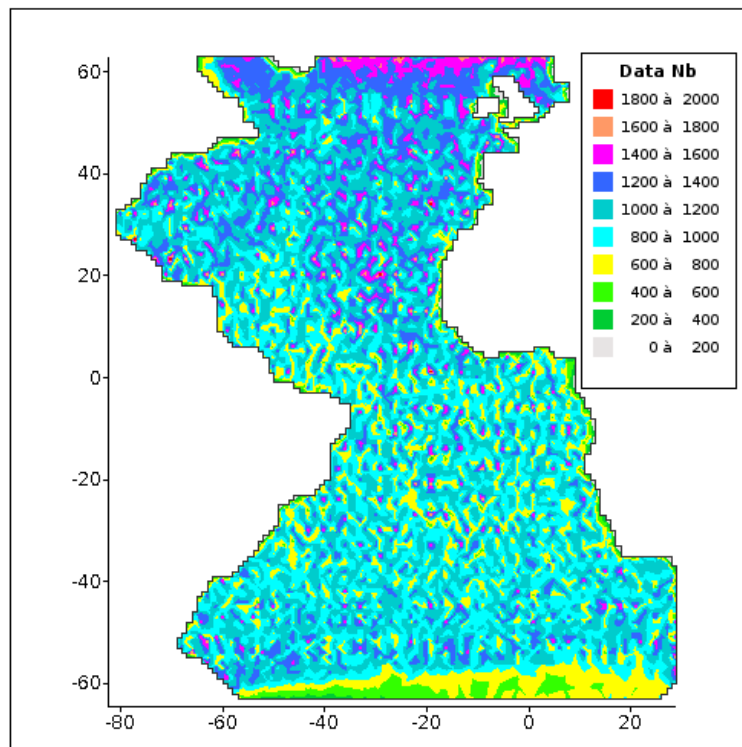


Figure 3.14: Répartition spatiale par carré de  $1^\circ \times 1^\circ$  du nombre d'observations altimétriques moyennées toutes les 15 s pour les satellites ERS-2, Topex/Poseidon, Jason 1, Jason 2, GFO et ENVISAT entre 2000 et 2009.

### 3.5.2 Méthode d'intercomparaison des observations GlobWave et résultats de la descente d'échelle dynamique

Au vu du très grand nombre d'observations disponibles et du caractère répétitif des tests de calibration, un outil de comparaison des observations altimétriques et résultats de TOMAWAC a été développé à l'aide d'une succession de routines fortran ordonnées au sein d'un script shell. L'outil se compose de cinq étapes et aboutit à une série d'indices statistiques permettant d'appréhender la capacité de la paramétrisation étudiée à reproduire les états de mer observés :

1. Extraction des observations sur la zone d'intérêt (Océan Atlantique entre  $63^\circ\text{S}$  et  $63^\circ\text{N}$ ) et conservation des données de qualité supérieure ;
2. Extraction des résultats TOMAWAC et interpolation spatio-temporelle le long des traces altimétriques ;
3. Moyennage des données numériques et altimétriques toutes les 15 s ;

4. Répartition des données sur l'Océan Atlantique sur une grille de  $1^\circ \times 1^\circ$  ;
5. Calculs d'indices statistiques par zone de  $1^\circ \times 1^\circ$  et visualisation des résultats.

La première étape de l'outil correspond à l'extraction des observations GlobWave calibrées de hauteur significative de vagues, localisées dans l'emprise du maillage océanique. Parmi celles-ci, seules les observations de qualité supérieure sont conservées par l'application de différents "filtres". Un premier filtre a été appliqué sur les données en se référant à l'indexation des observations fournie au sein du fichier brut. En effet, les données sont classées selon trois niveaux de qualité : faible, moyen et bon et seules les données de la dernière classe sont conservées. Les éventuelles observations non physiques ont également été supprimées. Enfin, différents calculs d'indices statistiques de correspondance entre observations et simulations ont été déterminés en fonction des hauteurs significatives des vagues pour définir une éventuelle hauteur minimum ou maximum de vagues à conserver. Cependant, aucune tendance nette n'a mis en évidence une restriction de la plage de hauteurs significatives à conserver, de ce fait toutes sont conservées.

La seconde étape correspond à l'extraction des résultats de hauteur significative de vagues issus des calculs TOMAWAC. Les résultats présents en tous les points du maillage et de résolution horaire sont interpolés en espace et en temps sur les traces altimétriques, pour correspondre exactement aux observations disponibles dont la résolution est d'une 1 s. De là, nous avons choisi de moyenner les résultats et observations sur une fenêtre temporelle de 15 s, ce qui correspond approximativement au balayage d'une distance de  $1^\circ$  le long des traces altimétriques au niveau des latitudes européennes.

S'ensuit le calcul des indices statistiques entre les  $n$  observations  $x_i$  et résultats de simulation  $y_i$  moyennés et répartis au sein de mailles de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Les indices *RMSE*, *ScatterIndex*, *Biais* précédemment définis dans la partie 3.4 par les équations 3.14, 3.15 et 3.16 ainsi que le *Symmetric Slope* nommé *SymS* (Equation 3.18) sont calculés pour chaque maille et pour des zones particulières d'intérêt. En effet, l'appréciation de la paramétrisation de TOMAWAC se focalise sur trois emprises : Océan Atlantique (Figure 3.14), Mer du Nord et Golfe de Gascogne (Figure 3.15).

$$SymS = \frac{\sum(y_i)^2}{\sum(x_i)^2} \quad (3.18)$$

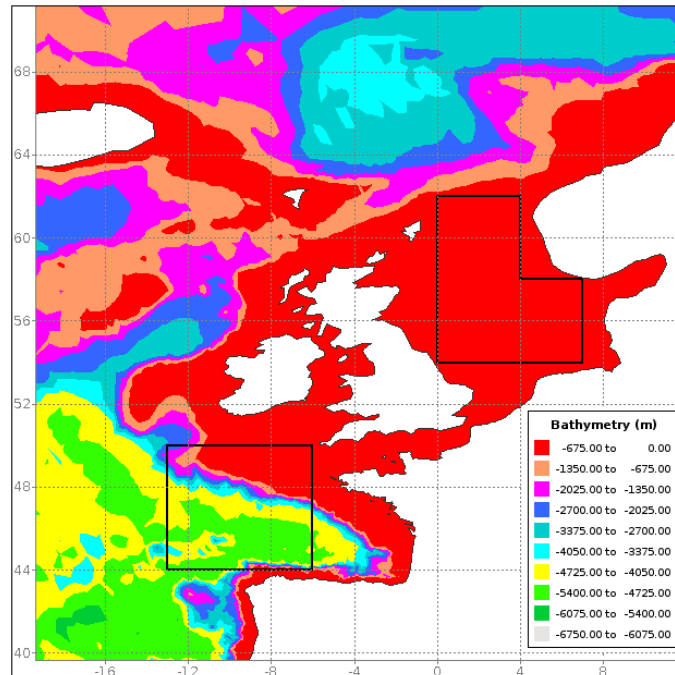


Figure 3.15: Zoom sur les zones d'intérêt : Golfe de Gascogne et Mer du Nord.

Pour l'application de l'outil, il est recommandé, dans un premier temps, de comparer les observations et résultats d'états de mer par année et par satellite. La différentiation annuelle est nécessaire car l'ensemble des satellites ne couvre pas toutes les années et, la différentiation entre les satellites permet de vérifier la concordance des informations entre les capteurs altimétriques. Dans un second temps, la concaténation des résultats intermédiaires permet d'aboutir à un traitement annuel tous satellites confondus, puis un traitement global, permettant d'utiliser un nombre conséquent d'observations, ce qui est recommandé par Alves et Young (2004). La section suivante illustre les résultats obtenus pour différentes paramétrisations.

### 3.5.3 Résultats d'intercomparaison des observations et différentes paramétrisations TOMAWAC

Les combinaisons croisées des modèles paramétriques des termes de génération par le vent, dissipation par moutonnement et transfert entre quadruplets de fréquences de l'énergie ont été simulées sur le maillage océanique. Rappelons qu'en plus de la paramétrisation BAJ implémentée, la version 6.1 de TOMAWAC propose les modèles de Janssen (1989), Snyder *et al.* (1981) et Yan (1987) pour la génération de vagues par le vent. En complément, les modèles Komen *et al.* (1984) - Janssen (1991) et van der Westhuysen *et al.* (2007) modélisent la dissipation par moutonnement. Enfin, les interactions entre quadruplets de fréquences ont été prises en compte par les approximations DIA (Discrete Interaction Approximation, (Hasselmann et Hasselmann, 1985)) et Multiple DIA nommé MDIA, (Tolman, 1992).

Parmi l'ensemble des paramétrisations testées, seules cinq d'entre elles illustrent le chapitre, il s'agit de celles dont les résultats sont les plus proches des observations.

- La paramétrisation BAJ ;
- La paramétrisation "JKD", combinaison des modèles Janssen, Komen et DIA ;
- La paramétrisation "JWD", combinaison des modèles Janssen, van der Westhuysen et DIA ;
- La paramétrisation "SKD", combinaison des modèles Snyder, Komen et DIA ;
- La paramétrisation "SWD", combinaison des modèles Snyder, van der Westhuysen et DIA.

Pour comparer les résultats de hauteurs significatives aux observations altimétriques, l'outil décrit au paragraphe précédent a été appliqué sur la période 2007-2009 pour les satellites ERS-2, JASON 1 et 2, Topex/Poseidon, Envisat et GFO et les différents tests de paramétrisations d'ANEMOC-2. Ainsi, en tous les points de l'emprise du modèle océanique, les résultats de hauteur significative ont été appréciés par rapport aux observations altimétriques en termes d'indices statistiques : *RMSE*, *Scatter Index*, *Biais* et *Symmetric Slope*. Les figures 3.16, 3.17, 3.18 et 3.19 présentent ces résultats sur l'emprise océanique ainsi que sur les zones d'intérêt du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord. En complément, la figure 3.20 moyenne les résultats sur la zone étudiée.

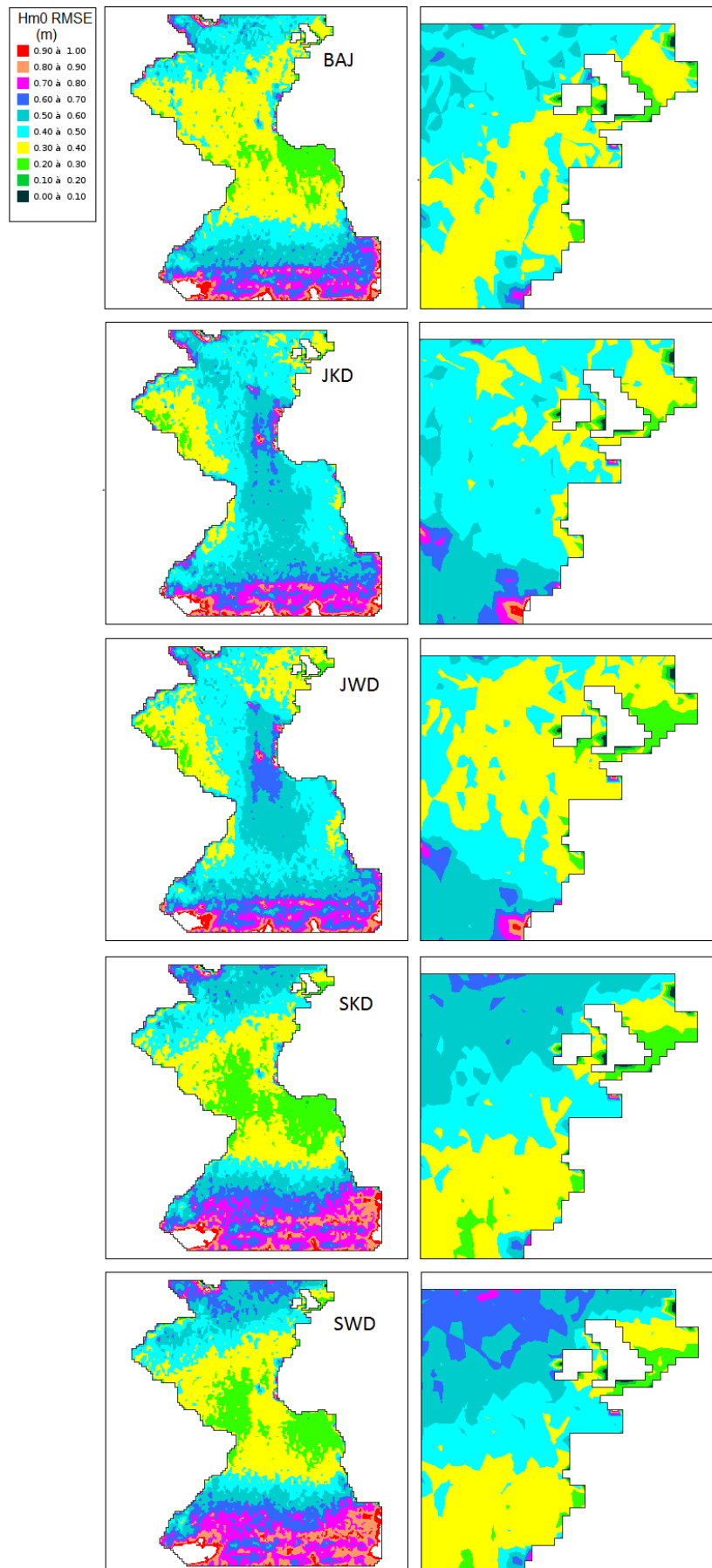


Figure 3.16: Comparaison des  $RMSE$  sur la hauteur significative des vagues entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques entre 2007 et 2009 tous satellites confondus.

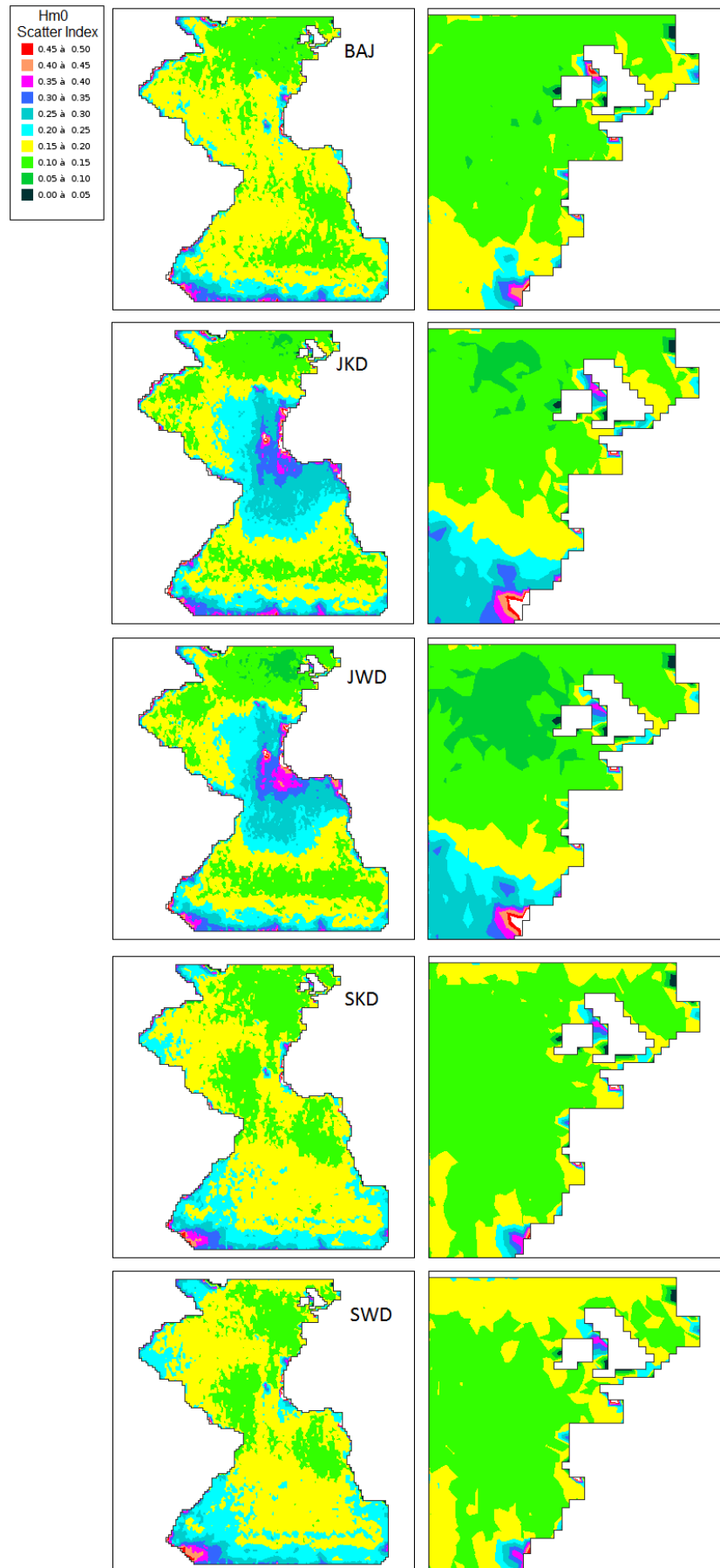


Figure 3.17: Comparaison des *Scatter Index* sur la hauteur significative des vagues entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques entre 2007 et 2009 tous satellites confondus.

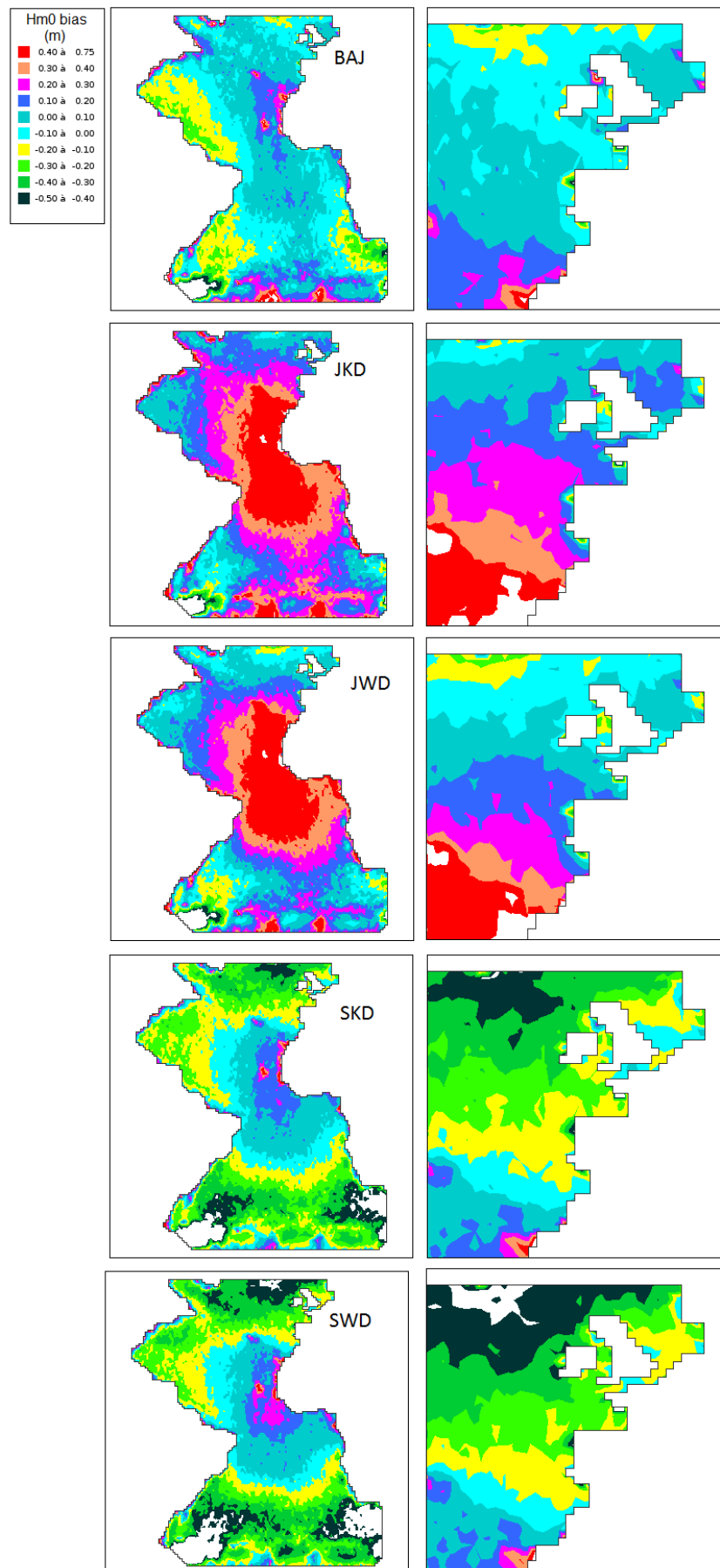


Figure 3.18: Comparaison des biais sur la hauteur significative des vagues entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques entre 2007 et 2009 tous satellites confondus.



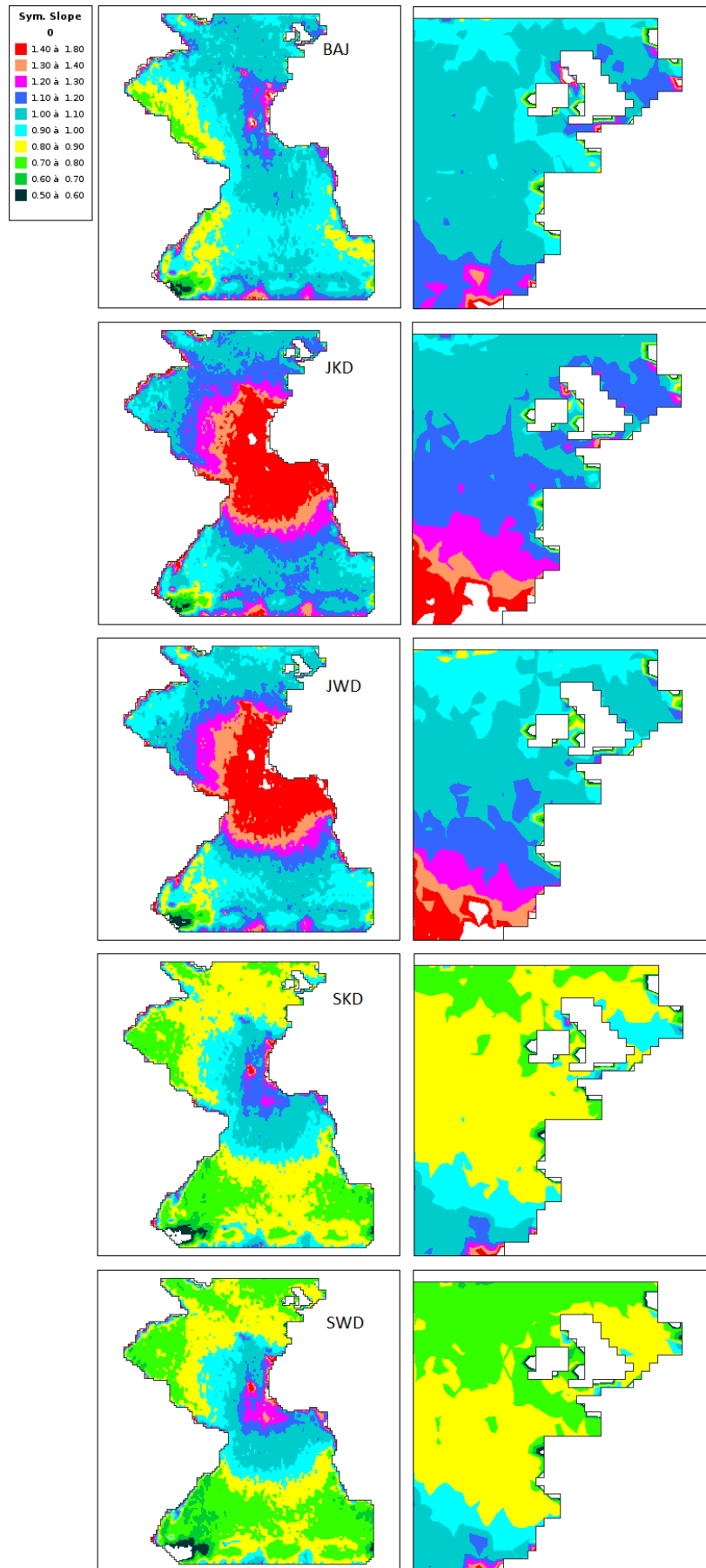


Figure 3.19: Comparaison des *Symmetric Slope* sur la hauteur significative des vagues entre différentes paramétrisations TOMAWAC et observations altimétriques entre 2007 et 2009 tous satellites confondus.

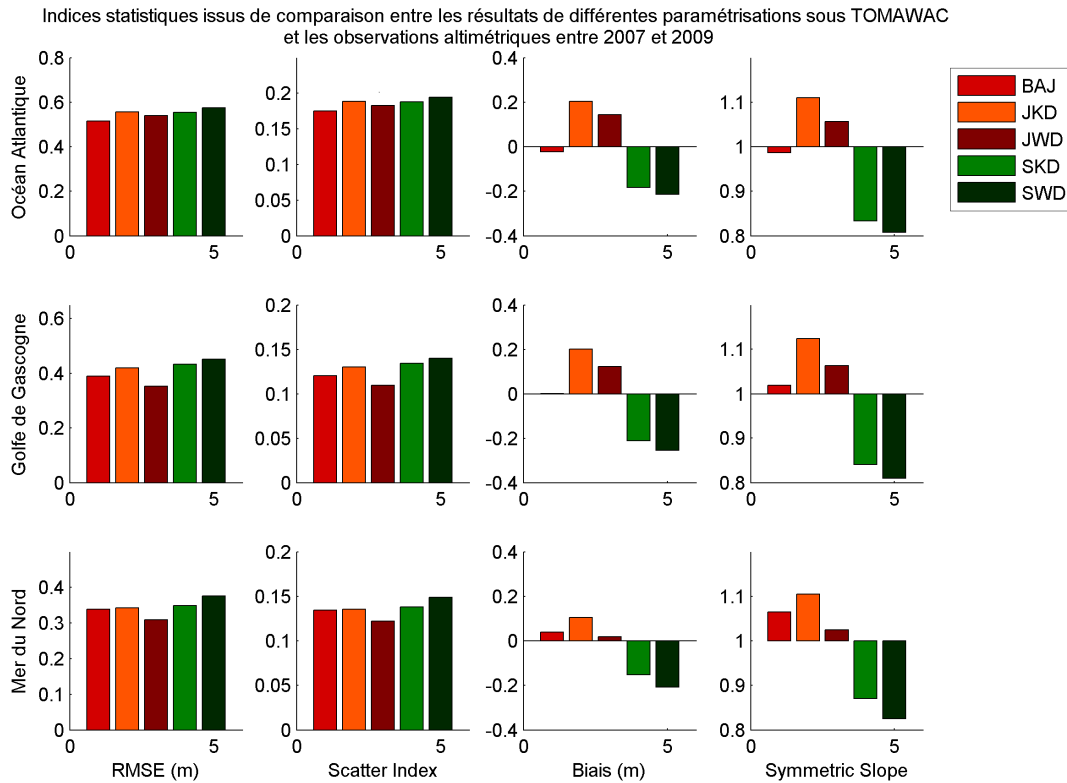


Figure 3.20: Comparaison des observations altimétriques de hauteurs significatives (ERS-2, JASON 1, JASON 2, Topex/Poseidon, Envisat et GFO) et résultats TOMAWAC pour différentes paramétrisations.

L'indice statistique du biais apporte à lui seul d'importantes informations. Les paramétrisations "JKD" et "JWD" produisent une surestimation des hauteurs significatives de vagues par rapport aux observations sur la quasi-totalité de l'Océan Atlantique, mais en particulier sur une "zone équatoriale étendue" de 35°N à 20°S, des côtes africaines à 35°W où le biais évolue de 0.40 à 0.75 m. De cette zone centrale, le biais diminue progressivement jusqu'aux frontières nord et sud du domaine. De ce fait, le biais dans les zones principales d'intérêt du Golfe de Gascogne et Mer du Nord évolue de -0.10 à 0.20 m. En parallèle, les paramétrisations "SKD" et "SWD" découpent le domaine atlantique de la même manière que "JKD" et "JWD", mais présentent des valeurs de biais différentes. Au sein de la zone équatoriale étendue, le biais est plus faible, compris entre 0 et 0.20 m à l'exception des zones insulaires du Cap Vert et des Açores non représentées dans le maillage océanique (cf. section 3.3.1). Enfin, le biais diminue fortement pour atteindre les -0.40 m dans le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord.

Au vu de la forte variabilité du biais sur l'ensemble du domaine, aucune des quatre paramétrisations n'est satisfaisante en l'état. Les autres indices statistiques confirment l'analyse : le *RMSE* des paramétrisations comprenant le modèle de Janssen est de l'ordre de 0.50 m dans la zone équatoriale, mais diminue à des valeurs de 0.20 à 0.40 m dans le Golfe Gascogne et la Mer du Nord pour la paramétrisation "JWD". Par ailleurs les paramétrisations "SKD" et "SWD" présentent un *RMSE* de 0.40 à 0.50 m dans le Golfe de Gascogne. L'indice *Symmetric Slope* présente un comportement similaire aux indices précédents pour les quatre paramétrisations. Enfin, le *Scatter Index* est élevé dans la zone équatoriale pour les paramétrisations "JKD" et "JWD" : de 25 à 35 %, mais de l'ordre de 10 à 15 % dans le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord pour les quatre paramètres. Ceci s'explique par le caractère adimensionnel du *Scatter Index* et des hauteurs de vagues plus fortes dans le Golfe de Gascogne que dans la zone équatoriale.

Notons qu'en dehors de la zone équatoriale étendue, pour un modèle donné d'apport d'énergie (Snyder ou Janssen), le paramétrage de la dissipation par moutonnement selon van der Westhuysen

permet de réduire la hauteur significative de vagues davantage que le modèle de Komen. Ceci se traduit par un biais plus faible au niveau des zones Golfe de Gascogne et Mer du Nord, ce qui est bénéfique avec le modèle de génération de vagues selon Janssen, mais pénalisant lorsque le modèle de van der Westhuysen est employé avec le modèle de Snyder. De même, pour un modèle de dissipation par moutonnement donné, le modèle de génération de vagues par le vent de Janssen génère des hauteurs de vagues plus importantes que le modèle de Snyder. Ainsi, les résultats montrent que le choix du modèle de génération par le vent est plus discriminant que celui du modèle de dissipation.

Ces analyses ont abouti à l'implémentation de la paramétrisation BAJ (Bidlot *et al.*, 2007) dans TOMAWAC. La comparaison des résultats issus de cette paramétrisation par rapport aux observations altimétriques a permis de souligner la pertinence de son utilisation par rapport aux modèles précédemment implémentés. En effet, la paramétrisation BAJ permet une bonne modélisation des états de mer sur l'ensemble de l'Océan Atlantique et dans les zones d'intérêt du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord. Le biais évolue de -0.10 à 0.10 m sur une large zone de l'Océan Atlantique, dont la partie nord-est, et augmente uniquement aux frontières du domaine où des effets de bords se manifestent et à l'approche des systèmes insulaires du Cap Vert et des Açores, non modélisés dans ANEMOC-2. Par ailleurs, le *Scatter Index* est inférieur à 15% au nord de la latitude 35°N, et inférieur à 20% au sud de celle-ci. Les résultats du *RMSE* suivent une dépendance quasi-latitudinale et sont de l'ordre de 0.30 à 0.40 m dans les zones Golfe de Gascogne et Mer du Nord. Enfin, les résultats de *Symmetric Slope* suivent une dépendance spatiale proche de celle du biais, et sont de l'ordre de 0.90 à 1.10 dans les zones principales d'intérêt.

L'ensemble de ces résultats a été obtenu à partir des observations altimétriques couvrant les années 2007 à 2009. Pour conforter l'analyse, la figure 3.21 montre l'évolution annuelle et la variabilité des indices statistiques en Atlantique, Golfe de Gascogne et Mer du Nord pour les années 2000 à 2009 issues des comparaisons entre les simulations BAJ et les observations GlobWave. Pour les trois zones, les ordres de grandeur des indices statistiques sont identiques au cours des dix années. Notons que les valeurs de biais et *Symmetric Slope* ont un comportement similaire : pour les zones Atlantique et Mer du Nord, les valeurs sont respectivement supérieures et inférieures à 0 et 1, puis tendent à se rapprocher de celles-ci entre les années 2007 et 2009, alors que les résultats correspondant au Golfe de Gascogne oscillent autour de valeurs 0 et 1 entre 2000 et 2009. Les résultats de *RMSE* et *Scatter Index* sont stationnaires pour le domaine Atlantique et se caractérisent par des moyennes respectives de 0.57 m et 17% (Tableau 3.2). Enfin, les *RMSE* et *Scatter Index* du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord varient respectivement entre 0.30 et 0.42 m et entre 10 et 15%.

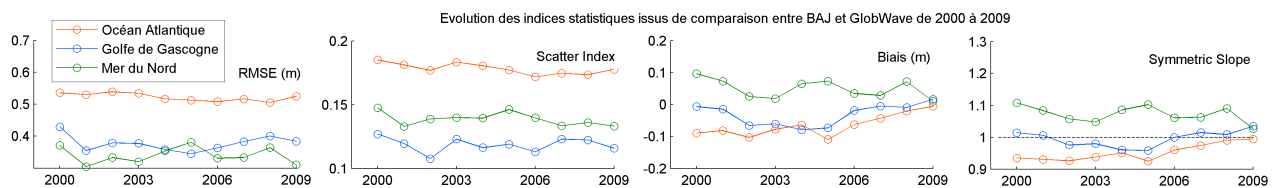


Figure 3.21: Evolution des indices statistiques sur la hauteur significative pour la paramétrisation BAJ sur la période 2000-2009.

	<i>RMSE</i> (m)	<i>Biais</i> (m)	<i>Scatter Index</i>	<i>Symmetric Slope</i>
Océan Atlantique	0.52	-0.06	0.17	0.95
Golfe de Gascogne	0.37	-0.03	0.12	0.99
Mer du Nord	0.34	-0.05	0.13	1.07

Tableau 3.2: Comparaison des observations altimétriques de hauteurs significatives et résultats de la paramétrisation BAJ en Atlantique, Golfe de Gascogne et Mer du Nord pour l'ensemble des satellites entre 2000 et 2009.

La construction de l'outil de comparaison des résultats d'états de mer et observations altimétriques a permis d'aboutir à la calibration du modèle océanique d'ANEMOC-2. Comparée avec dix années d'observations de la base GlobWave 2000-2009, la paramétrisation BAJ (Bidlot *et al.*, 2007) se révèle être la plus pertinente. De ce fait, elle a été sélectionnée pour la paramétrisation d'ANEMOC-2. La section suivante présente les validations du modèle établi pour ANEMOC-2.

### 3.6 Validation du modèle ANEMOC-2 par observations *in situ*

Une validation pertinente du modèle ANEMOC-2 doit s'effectuer à partir d'observations décorrélées de la phase de calibration. Cette dernière ayant été réalisée à partir des observations altimétriques de la base GlobWave, les observations *in situ* des bouées houlographiques des bases Candhis et Météo-France se révèlent idéales à cette fin. La figure 3.22 montre les périodes de mesures disponibles des différentes bouées utilisées pour la validation des modèles océanique et côtier d'ANEMOC-2. Au total, 22 bouées positionnées aux abords des côtes françaises et en milieu hauturier - Golfe de Gascogne, Mer du Nord et Atlantique nord-est - sont mises à disposition, pour la majorité d'entre elles, à partir de 1996. La méthodologie de validation adoptée consiste à comparer les observations et les simulations numériques sur leur période commune uniquement. En complément, les observations non physiques ont été supprimées, et les résultats conservés sont moyennés sur une fenêtre temporelle de trois heures.

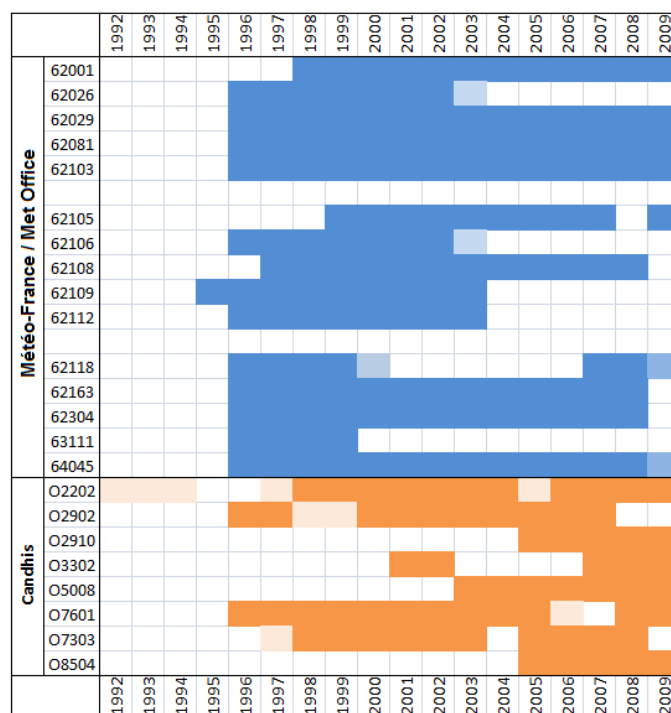


Figure 3.22: Disponibilité des bouées Météo-France/Met Office (bleu) et Candhis (orange). Les teintes claires présentent les années où peu d'observations sont disponibles.

#### 3.6.1 Validation du modèle océanique

Cette première partie se concentre sur la validation du modèle océanique, où les climatologies moyenne et extrême des états de mer sont considérées. La figure 3.23 permet de localiser les bouées Météo-France/Met Office et celles de la base Candhis ayant servi pour ce travail. Ces dernières sont divisées en trois groupes par critère géographique :

- Golfe de Gascogne : 62001, 62163 et 02902 ;
- Mer du Nord : 62026, 62109, 62112 et 63111 ;
- Océan Atlantique Nord : 62029, 62081, 62105, 62106, 62198 et 64045.

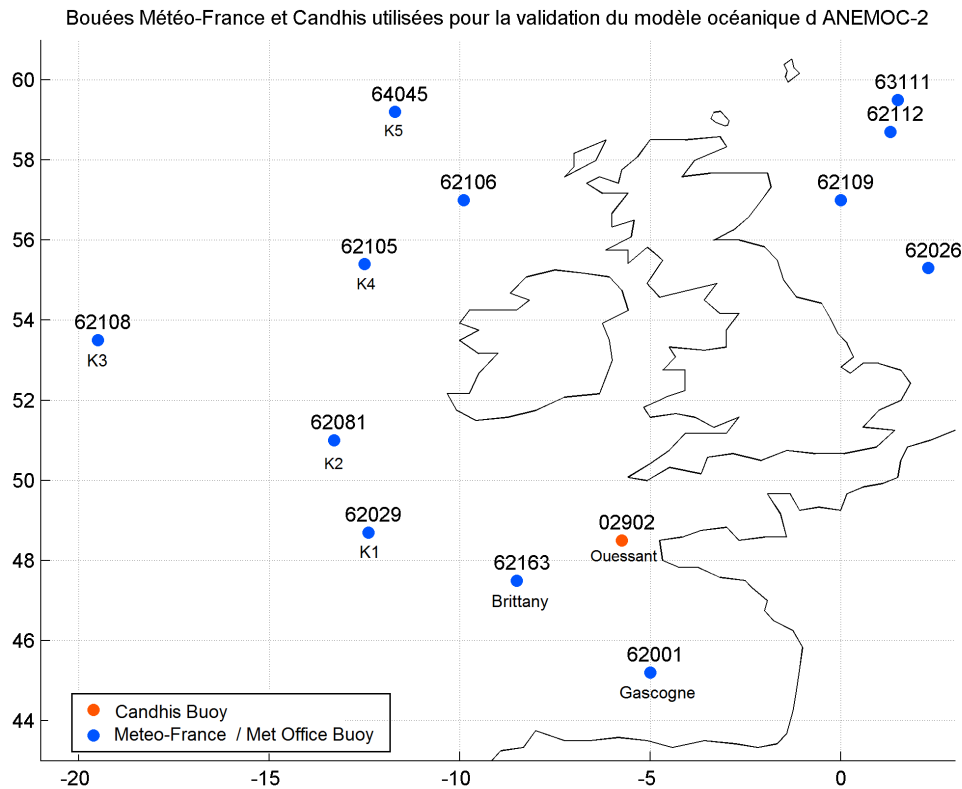


Figure 3.23: Carte des bouées Météo-France/Met Office et Candhis utilisées pour la validation du modèle océanique.

La figure 3.24 illustre la bonne représentation de la dynamique des états de mer par ANEMOC-2 au niveau de la bouée Gascogne (n°62001) pour l'ensemble de l'année 2009. Les séries temporelles de hauteur significative  $H_{m0}$  et période moyenne  $T_{m02}$  des observations *in situ* et résultats d'ANEMOC-2 sont comparées. Les différences les plus marquées des  $H_{m0}$  apparaissent localement au niveau des minima et maxima, alors que pour  $T_{m02}$  un léger biais négatif d'ANEMOC-2 apparaît sur l'année complète. Soulignons que la résolution des observations de  $T_{m02}$  est de 1 s, ce qui influence légèrement la valeur du biais.

Pour une bouée de chaque zone géographique, la figure 3.25 présente les distributions quantiles-quantiles des hauteurs significatives des observations par rapport aux résultats d'ANEMOC-2 sur la totalité de leurs périodes communes. Les observations de la bouée Gascogne disponibles de 1998 à 2009 montrent une bonne corrélation avec les résultats d'ANEMOC-2 ( $R^2 = 0.91$ ,  $\text{biais} = -0.10\text{m}$ ) notamment pour des hauteurs significatives inférieures à 7 m. Les distributions quantiles-quantiles de  $H_{m0}$  au niveau des bouées n° 62026 (1993-2003) et K3 n°62108 (1997-2008) présentent des résultats similaires où la bonne corrélation est visible jusqu'à 5 et 7 m respectivement. Ce graphique nous renseigne également sur le comportement des  $H_{m0}$  extrêmes issues d'ANEMOC-2. Pour les trois zones, ANEMOC-2 a tendance à surestimer les hauteurs de vagues les plus fortes, celles supérieures à 7 m pour les bouées Gascogne et K3. Le comportement singulier au niveau de la bouée n°62026, où ANEMOC-2 surestime les hauteurs de vagues comprises entre 5 et 6 m et sous-estime celles supérieures à 6 m, n'est pas représentatif de la zone Mer du Nord, car les tendances

de surestimation des fortes valeurs de  $H_{m0}$  vagues se retrouvent sur les bouées n° 62019, 62112 et 63111.

En complément, le tableau 3.3 rassemble les résultats d'indices statistiques comparant la hauteur significative  $H_{m0}$  et la période moyenne  $T_{m02}$  entre les observations et les résultats d'ANEMOC-2. Les résultats sont globalement homogènes entre les bouées d'une même zone à l'exception de certaines bouées qui présentent des différences plus marquées par rapport aux simulations numériques telles que la bouée Ouessant n° 02902 et les bouées n° 63111 et n° 62106.

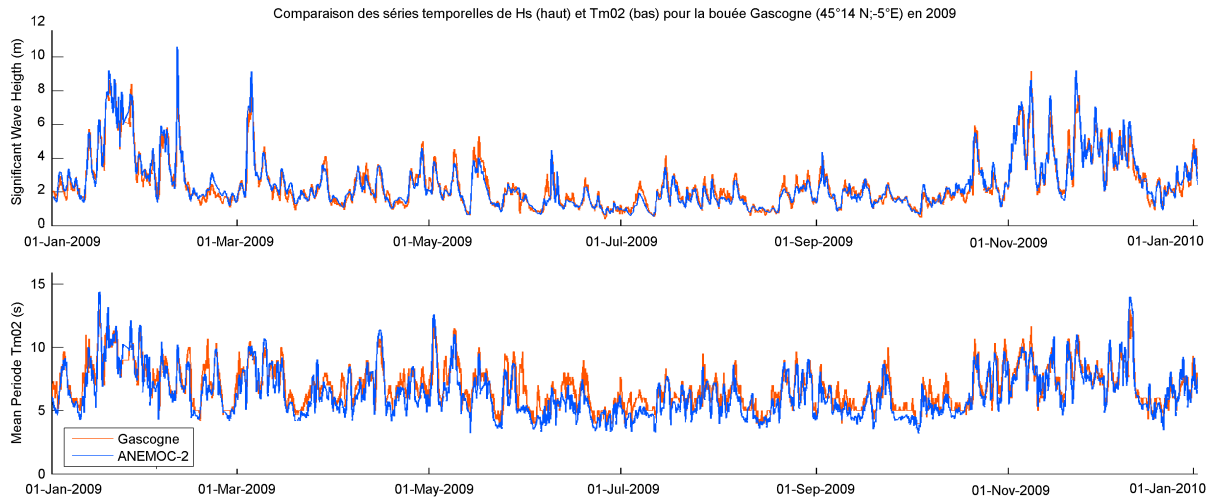


Figure 3.24: Comparaison des séries temporelles  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  pour la bouée Gascogne (n°62001) sur toute l'année 2009.

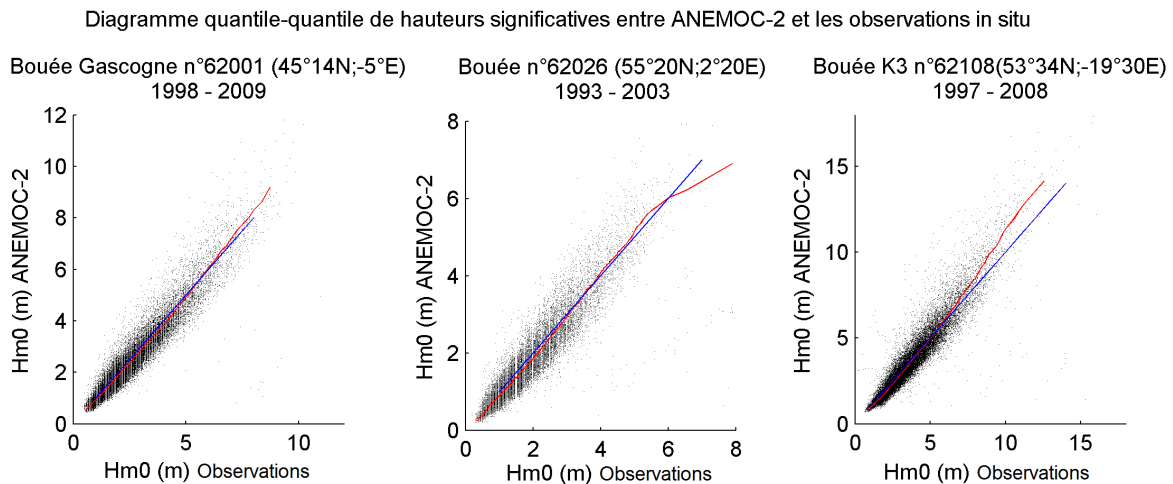


Figure 3.25: Diagramme quantile-quantile des observations de hauteur significative et résultats ANEMOC-2 pour trois houlographes.

	Hauteur significative $H_{m0}$				Période moyenne $T_{m02}$			
	$R^2$	$RMSE$ (m)	$Biais(m)$	$SI$	$R^2$	$RMSE$ (s)	$Biais$ (s)	$SI$
Golfe de Gascogne								
62001	0,91	0,44	-0,10	0,18	0,70	1,28	-0,90	0,18
62163	0,91	0,47	-0,11	0,17	0,68	1,19	0,89	0,16
02902	0,82	0,53	0,26	0,26	0,56	1,55	-1,22	0,21
Mer du Nord								
62026	0,83	0,48	-0,10	0,26	0,58	1,32	-0,88	0,24
62109	0,86	0,45	0,06	0,32	0,61	1,12	-0,83	0,19
62112	0,80	0,67	0,16	0,32	0,56	1,49	-0,89	0,23
63111	0,77	0,78	0,19	0,34	0,71	0,91	-0,12	0,16
Océan Atlantique Nord								
62029	0,91	0,52	-0,06	0,17	0,70	1,07	-0,60	0,15
62081	0,90	0,56	-0,02	0,17	0,68	1,10	-0,60	0,15
62105	0,89	0,60	-0,02	0,18	0,67	1,12	-0,62	0,15
62106	0,82	0,81	0,02	0,25	0,61	1,45	0,85	0,19
62108	0,87	0,68	-0,07	0,19	0,68	1,06	-0,61	0,14
64045	0,88	0,65	-0,09	0,19	0,65	1,19	-0,57	0,16

Tableau 3.3: Indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 Océanique et observations sur l'ensemble des données de bouées disponibles.

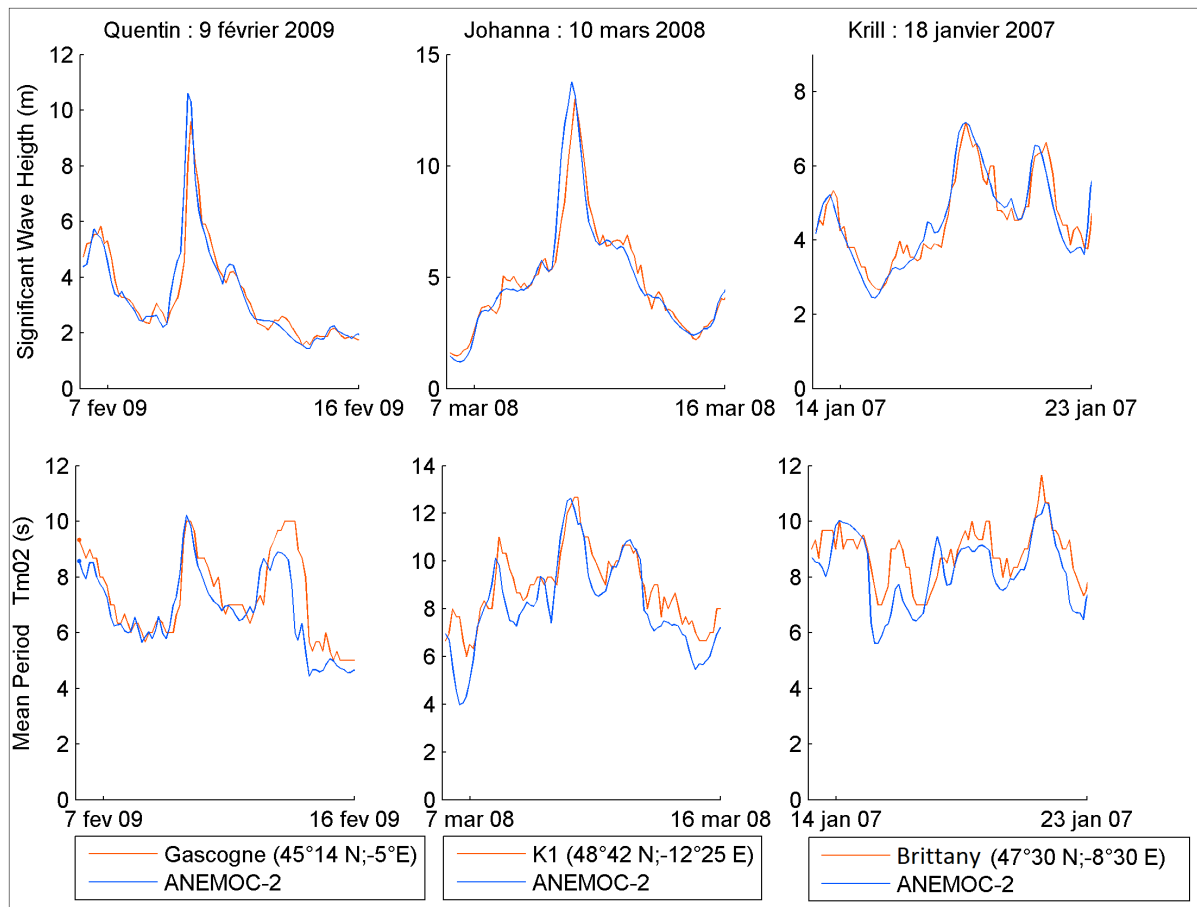


Figure 3.26: Comparaison des observations houlographiques avec les résultats d'ANEMOC-2 pour 3 tempêtes : Quentin, Johanna et Krill.

Enfin, pour l'étude de la climatologie des extrêmes, la figure 3.26 illustre le comportement d'ANEMOC-2 pour les paramètres  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  pour trois tempêtes majeures : Quentin du 9 janvier 2009, Johanna du 10 mars 2008 et Krill du 18 janvier 2007. La dynamique des états de mer est bien représentée mais en accord avec la figure 3.25, les hauteurs significatives des pics sont surestimées. Pour la tempête Quentin par exemple, la surestimation est de 1.04 m entre les résultats d'ANEMOC-2 et les observations de la bouée Gascogne. On peut noter que ce comportement n'est pas systématique puisque la tempête Krill est bien représentée, mais semble être accentué pour les très fortes hauteurs de vagues. En parallèle, le tableau 3.4 résume les indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 Océanique et les observations de certains événements majeurs entre 1999 et 2009 aux bouées Gascogne, K1 et Brittany. Ainsi, suite à l'étape de validation, nous conseillons de traiter avec précaution les résultats présentant de très fortes valeurs de hauteurs significatives (supérieures à 15 m dans le Golfe de Gascogne, par exemple).



		Gascogne : 62001				K1 : 62029				Brittany : 62163			
		<i>RMSE(m)</i>	<i>Biais(m)</i>	<i>SI</i>	<i>R<sup>2</sup></i>	<i>RMSE(m)</i>	<i>Biais(m)</i>	<i>SI</i>	<i>R<sup>2</sup></i>	<i>RMSE(m)</i>	<i>Biais(m)</i>	<i>SI</i>	<i>R<sup>2</sup></i>
Klaus 23/01/09	<i>H<sub>m0</sub></i>	0,71	0,21	0,11	0,83	1,20	0,72	0,16	0,75	0,83	0,11	0,12	0,81
	<i>T<sub>m02</sub></i>	0,85	-0,01	0,08	0,69	1,12	0,65	0,11	0,58	1,03	-0,40	0,10	0,66
Quentin 09/02/09	<i>H<sub>m0</sub></i>	0,56	0,01	0,17	0,90	0,37	-0,12	0,12	0,89	0,47	-0,21	0,14	0,91
	<i>T<sub>m02</sub></i>	0,93	-0,46	0,13	0,76	0,75	-0,20	0,10	0,66	1,28	-0,78	0,17	0,64
Johanna 10/03/08	<i>H<sub>m0</sub></i>					0,94	0,25	0,17	0,89	0,74	-0,02	0,15	0,91
	<i>T<sub>m02</sub></i>					0,75	0,04	0,09	0,84	1,15	-0,70	0,13	0,67
Krill 18/01/07	<i>H<sub>m0</sub></i>	0,46	-0,04	0,11	0,85	0,62	0,08	0,12	0,81	0,42	-0,05	0,09	0,88
	<i>T<sub>m02</sub></i>	0,95	-0,20	0,11	0,64	0,77	-0,09	0,09	0,61	0,96	-0,61	0,11	0,58
Lothar-Martin ANEMOC-2	<i>H<sub>m0</sub></i>	0,84	0,17	0,20	0,86	0,71	0,25	0,13	0,85	0,76	0,19	0,16	0,84
	<i>T<sub>m02</sub></i>	1,30	-0,71	0,14	0,69	0,93	-0,20	0,10	0,70	1,40	-0,65	0,15	0,59
25/12/99 ANEMOC	<i>H<sub>m0</sub></i>	0,80	0,51	0,20	0,88	0,85	0,55	0,16	0,81	1,15	0,68	0,25	0,73
	<i>T<sub>m02</sub></i>	0,93	0,09	0,10	0,79	0,90	0,24	0,09	0,72	1,23	-0,02	0,14	0,61

Tableau 3.4: Indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 et observations pour les événements majeurs entre 1999 et 2009 aux bouées Gascogne, K1 et Brittany.

### 3.6.2 Validation du modèle côtier

Dans cette section, nous présentons la validation du modèle côtier où les mesures des bouées Candhis et Météo-France localisées sur le domaine côtier (Figure 3.27) ont été comparées aux résultats d'ANEMOC-2, sur l'ensemble des mesures disponibles. Ainsi, le tableau 3.5 présente les indices statistiques de corrélation  $R^2$ ,  $RMSE$ ,  $Biais$  et  $Scatter Index$  entre les résultats d'ANEMOC-2 Côtier et les mesures *in situ* pour la hauteur significative  $H_{m0}$  et la période moyenne  $T_{m02}$  des vagues.

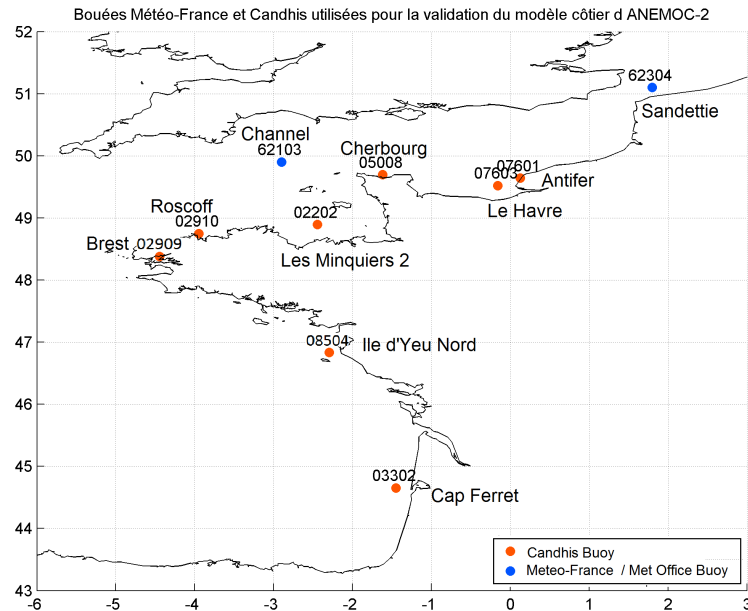


Figure 3.27: Carte des bouées Météo-France/Met Office et Candhis utilisées pour la validation du modèle côtier.

	Hauteur significative $H_{m0}$				Période moyenne $T_{m02}$			
	$R^2$	$RMSE$ (m)	$Biais(m)$	$SI$	$R^2$	$RMSE$ (s)	$Biais$ (s)	$SI$
Façade Atlantique								
03302	0.91	0.33	-0.11	0.19	0.74	1.13	-0.73	0.17
08504	0.81	0.33	0.19	0.29	0.50	1.03	0.58	0.29
Manche								
02910	0.44	0.94	0.76	0.65	0.40	1.57	0.66	0.34
02202	0.81	0.31	0.16	0.27	0.64	1.19	-0.69	0.22
62103	0.67	0.76	0.43	0.56	0.50	4.47	-3.31	0.55
05008	0.76	0.28	0.17	0.42	0.46	1.06	-0.76	0.26
07603	0.83	0.25	0.14	0.35	0.49	1.91	-1.75	0.38
07601	0.78	0.29	0.15	0.46	0.50	1.00	-0.62	0.24
Façade Mer du Nord								
62304	0.65	0.50	0.19	0.65	0.49	5.09	-3.43	0.72

Tableau 3.5: Indices statistiques de comparaison entre les résultats d'ANEMOC-2 Côtier et observations sur l'ensemble des données disponibles.

Les résultats de validation, classés par zone géographique, soulignent la capacité du modèle ANEMOC-2 à reproduire les états de mer en milieu côtier, tout en précisant que la modélisation des états de mer le long de la façade Atlantique est plus proche des observations qu'en Manche ou aux abords de la Mer du Nord.

### 3.7 Conclusions

Ce chapitre a présenté la construction de la base de données rétrospective d'états de mer ANEMOC-2, sur la période 1979-2009. Les étapes de choix du forçage atmosphérique, calibration par rapport aux observations altimétriques et validation par rapport aux observations houlographiques ont été détaillées, et permettent de définir la validité de l'atlas de vagues en Atlantique nord-est et aux abords des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France en particulier.

Parmi les améliorations futures de la base ANEMOC-2, nous pouvons citer la mise à jour de la base pour l'année 2010 à 2012 suite à la mise à disposition des données CFSR et CFSRR (*Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast*). Ensuite, l'implémentation de la décomposition spectrale des états de mer en systèmes indépendants de houles et de mer de vent (cf. annexe A) pourra être appliquée. Enfin, les interactions vagues-courants seront prises en compte dans le modèle côtier par le couplage entre les codes de calculs TOMAWAC et TELEMAC-2D, ce dernier résolvant les équations de Saint-Venant à deux dimensions horizontales.

---



## Chapitre 4

# Descente d'échelle statistique des états de mer : l'approche des types de temps

L'étude des atlas de vagues de grandes emprises construits à l'aide de modèle d'états de mer et de forçages météorologiques sur plusieurs décennies a permis de confirmer la dépendance entre les états de mer et les schémas préférentiels de circulation atmosphérique. En Atlantique nord, Bacon et Carter (1993) et Wang et Swail (2001) mettent en évidence les corrélations entre les indices du mode de téléconnexion de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA/NAO : *North Atlantic Oscillation*) et la hauteur significative des vagues. Dodet *et al.* (2010) étendent les liens entre la NAO et les paramètres d'états de mer aux direction moyenne et période de pic. En complément, Charles *et al.* (2012) décrivent les corrélations saisonnières entre les quatre régimes de temps (Vautard, 1990) (régimes zonal, de l'anticyclone groenlandais, de la dorsale Atlantique et de blocage) et les paramètres de hauteur significative, direction moyenne et période de pic à partir de l'atlas de vagues BobWA-10km construit sur le Golfe de Gascogne entre 1958 et 2001. Enfin, Le Cozannet *et al.* (2011) réalisent une classification des paramètres de vagues de la base ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) et estiment les relations entre différents types de vagues (houles, mers de vent et vagues intermédiaires) à proximité de la bouée Gascogne (45.2°N;5°W) et les modes de téléconnexion NAO et de l'Atlantique Est (AE/ EA: East Atlantic parttern).

L'ensemble de ces travaux nous incite à étudier le climat local de vagues à partir d'une descente d'échelle statistique où des modèles de régression lient la circulation atmosphérique aux conditions d'états de mer. En effet, l'idée de descente d'échelle statistique est née du constat suivant : en un point particulier, le climat de vagues dépend d'un facteur de grande échelle - la circulation atmosphérique - et des caractéristiques physiques locales - bathymétrie, exposition à la houle ou au vent. Il devient ainsi possible, à partir de données d'états de mer et de forçages atmosphériques adéquats, de définir un modèle empirique de régression entre les variables d'échelles locale et globale.

Pour notre étude, la méthode de descente d'échelle dite des "types de temps", telle que développée par Menendez *et al.* (2011) du laboratoire Environmental Hydraulics Institute of Cantabria (IH Cantabria) de l'Université de Cantabrie (Espagne) a été appliquée à partir des données d'états de mer ANEMOC-2 et de pression CFSR (Saha *et al.*, 2010) aux abords des côtes françaises. Un effort de validation de la méthode a été mené et a nécessité la construction de deux modèles : un premier à l'aide des données ANEMOC-2 et CFSR de 1979 à 1999, que les dix années supplémentaires 2000-2009 ont permis de valider, puis un second modèle construit sur la période complète de 1979 à 2009. Ce dernier modèle, représentatif de la climatologie des états de mer, est utilisé pour la projection des états de mer futurs sous scénarios de changement climatique.

Le chapitre s'articule autour de trois sections. La première section présente différentes constructions

et applications des méthodes de descente d'échelle statistique. La deuxième section détaille les étapes de construction de la méthode des types de temps pour laquelle les illustrations font référence au modèle complet de 1979 à 2009. Enfin, les résultats de l'étape de validation sont développés dans la troisième partie.

## 4.1 Revue de l'état de l'art sur les méthodes de descente d'échelle statistique

Il existe deux grandes classes de méthodes de descente d'échelle statistique applicables aux variables de surface : vagues, vent, surcotes, température, pluie, etc : les méthodes statistiques à partir d'un modèle de régression "direct" et les méthodes statistiques par l'approche des "types de temps". Pour chacune, l'idée principale est de relier, à l'aide d'un modèle de régression, les variables de surface aux variables de grande échelle sur une période d'apprentissage suffisamment longue pour être considérée caractéristique d'une climatologie. L'objectif *in fine*, est d'obtenir un modèle statistique de descente d'échelle permettant de simuler une variable de surface à partir de forçages atmosphériques d'une couverture temporelle quelconque ou issus de différents modèles atmosphériques.

Mori *et al.* (2013) construisent un modèle de descente d'échelle statistique global à partir de la base ERA-40, permettant de relier les champs de vent  $U_{10}$  aux hauteurs significatives de vagues  $H_{m0}$  par une régression directe de type  $H_{m0} \sim \alpha U_{10}^2 + \beta$  où le paramètre  $\alpha$  est estimé par la méthode des moindres carrés et  $\beta$  correspond à un terme correcteur incluant l'effet de la houle. Bien que cette équation paramétrique soit applicable à l'échelle globale, elle ne présente de bonnes corrélations qu'en cas de mer de vent dominante par rapport à la houle. De plus, la méthode directe est difficilement applicable aux autres paramètres d'états de mer tels que la direction moyenne ou la période moyenne de vagues.

D'un autre côté, la méthode de descente d'échelle statistique par types de temps est locale et permet de traiter l'ensemble des paramètres d'états de mer. Izaguirre *et al.* (2010) construisent un modèle par types de temps pour estimer la variabilité interannuelle des hauteurs significatives extrêmes en six points du Golfe de Gascogne à partir de champs de pression mensuels de la base NCEP/NCAR R1/R2 (Kalnay *et al.*, 1996) et de l'application d'un modèle GEV (*Generalized Extreme Value*) sur les états de mer de la base GOW (Reguero *et al.*, 2012).

Soulignons, qu'en marge de ces méthodes, certains auteurs utilisent des méthodes de descente d'échelle hybrides où une approche statistique d'évaluation du climat local de vagues (ou autres variables) précède des simulations dynamiques. Ainsi Camus *et al.* (2011c) utilisent cette méthode pour la propagation d'états de mer en milieu côtier (cf. chapitre 3). Najac *et al.* (2010) proposent un second exemple de méthode statistique-dynamique appliquée aux champs de vent avec l'objectif de prédire le potentiel éolien en France au cours du XXI<sup>e</sup>. La première étape correspond à une classification par types de temps des champs de vent à 850 hPa de la base ERA-40 et des observations de vent à 10 m en 78 stations météorologiques françaises. Une sélection aléatoire des champs de vent au sein de chaque classe est réalisée afin de fournir les forçages d'un modèle atmosphérique méso-échelle à résolution fine. Enfin, les probabilités d'occurrence de chaque type de temps permettent une reconstruction pondérée des distributions d'intensité et de direction des champs de vent.

L'intérêt des méthodes statistiques ou hybrides réside dans les faibles temps de calculs nécessaires pour la projection des variables de surface. Ceci facilite particulièrement les simulations d'ensemble de plusieurs membres pour différents objectifs, dont l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer, champs de vent ou surcotes à court, moyen ou long terme. De plus, au même titre qu'une classification avancée des variables atmosphériques a permis de définir les régimes de temps et modes de téléconnexion, une classification avancée des paramètres de surface, tels que les états de mer, permet de caractériser avec précision la climatologie des vagues. Camus *et al.* (2011a) appliquent l'algorithme de SOMs (*Self-Organizing Maps*) aux états de mer ( $H_{m0}$ ,

$T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ), intensité et direction des champs de vent et surcotes en différents points entourant les côtes espagnoles et proposent une visualisation des six paramètres au sein d'une classification par types de temps, ce qui est une approche originale de caractérisation du climat océanique.

Ainsi, au vu des méthodes de descente d'échelle statistique décrites, nous avons choisi de mettre en application la méthode dite des types de temps pour projeter les états de mer aux abords des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France.

## 4.2 Méthodologie de l'approche des types de temps

La descente d'échelle statistique par l'approche des types de temps développée par Menendez *et al.* (2011) permet de définir en un point particulier, une relation de régression entre les états de mer locaux nommés *predictands*  $Y$  ou “variables à prédire”, et plusieurs schémas de circulation atmosphérique, nommés *predictors*  $X$  ou “prédicteurs”. Pour l'étude, nous nous concentrons sur l'analyse du climat de vagues aux abords des côtes françaises des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord où 110 points ont été sélectionnés et pour lesquels un modèle de régression  $Y=F(X)$  spécifique à chaque point est construit.

En amont de la phase de validation, la construction du modèle de descente d'échelle statistique se décline en quatre étapes constituant la structure de cette section : (i) définition du *predictand*, (ii) définition du *predictor*, (iii) classification du *predictor* en types de temps, puis (iv) construction du modèle empirique de régression reliant *predictor* et *predictand*. Pour rappel, les illustrations de la méthodologie correspondent aux résultats finaux de la construction du modèle statistique de régression sur 31 ans (1979-2009).

### 4.2.1 Définition du *predictand* ou “variable à prédire”

L'application de la descente statistique est réalisée sur 110 points distribués le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France. 81 des 110 points correspondent aux nœuds frontières du maillage côtier d'ANEMOC-2. Ils ont la particularité d'être proches de l'isobathe des 100 m alors que les 29 nœuds restants localisés en Manche ont une bathymétrie variant de 100 à 45 m de profondeur (Figures 3.4 et 4.3).

Parmi les sept variables d'états de mer du modèle Océanique d'ANEMOC-2 disponibles en chaque nœuds du maillage avec une résolution horaire, quatre d'entre elles ont été extraites : la hauteur significative  $H_{m0}$  (Equation 4.1), la période moyenne  $T_{m02}$  (Equation 4.2), la direction moyenne  $\theta_m$  (Equation 4.3) et le flux d'énergie moyen  $POW$  (Equation 4.4). Ces quatre variables ont été choisies car leur étude permet une caractérisation précise des états de mer. Pour rappel (cf. chapitre 1),  $m_n$  correspond au moment d'ordre  $n$  du spectre de variance  $F(f, \theta)$ .

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad (4.1)$$

$$T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (4.2)$$

$$\theta_m = \arctan \left( \frac{\int_f E(f) \int_\theta \sin(\theta) D(f, \theta) d\theta df}{\int_f E(f) \int_\theta \cos(\theta) D(f, \theta) d\theta df} \right) \quad (4.3)$$

$$POW = \int_f \int_\theta C_g(f) \rho g F(\theta, f) d\theta df \quad (4.4)$$



Ainsi, les quatre variables extraites des résultats d'ANEMOC-2 avec une résolution horaire aux 110 points cités pour la période 1979-2009 sont utilisées en tant que *predictands* du modèle de descente d'échelle statistique.

#### 4.2.2 Définition du *predictor* ou “prédicteur”

La définition du *predictor* est dépendante de la variable et de la localisation des données *predictands* choisies. En effet, un lien physique fort entre les deux variables permet une meilleure définition de la relation de régression et favorise son indépendance face à l'évolution du climat. Ainsi, différentes caractéristiques de *predictor* sont à considérer et définir : variable, emprise et résolution spatio-temporelle.

Plusieurs variables *predictors* sont acceptables *a priori* pour l'étude des vagues générées par le vent : les champs de vent à 10 m, les champs de pression au niveau de la mer, le géopotential à 500 hPa par exemple ou une combinaison de plusieurs d'entre elles. Wang et Swail (2006) montrent que les champs de vent se révèlent être la variable la plus adéquate pour projeter les états de mer en Atlantique nord en comparaison aux champs de pression ou à une combinaison des deux. D'un autre côté, les champs de pression sont reproduits avec plus de justesse que les champs de vent au sein des modèles atmosphériques et climatiques pour deux raisons : la variabilité des champs de pression est plus faible que celles des champs de vent et les champs de vent dérivent des champs de pression. Ainsi, puisque le modèle de régression a vocation à être forcé par différents modèles atmosphériques, les champs de pression ont été privilégiés en tant que *predictor* au dépens des champs de vent.

La définition de l'emprise du *predictor* est de première importance pour la bonne construction du modèle de descente d'échelle statistique. Elle doit être suffisamment large pour contenir l'ensemble des variations atmosphériques affectant les nœuds *predictands* et suffisamment réduite pour exclure les phénomènes atmosphériques disjoints et générateurs de bruit. L'emprise se définit par la logique suivante : le climat de vagues local étant une superposition d'un ou plusieurs systèmes de houles provenant d'événements météorologiques distants et d'un éventuel système de mer de vent issus d'un vent local, l'emprise doit inclure la localisation des nœuds *predictands* et s'étendre vers l'ensemble des zones de génération des vagues susceptibles d'atteindre les nœuds *predictands*. En complément, l'hypothèse de correspondance de cette zone à celle de la circulation atmosphérique impactant le climat de vagues local aux nœuds *predictands* du modèle est admise. Pour répondre avec précision à cette problématique, Perez *et al.* (2013a) proposent l'outil ESTELA - *Evaluation of the Source and Travel-time of wave Energy reaching a Local Area* - capable de définir les zones de génération de vagues atteignant un point *predictand*, et par extension de définir l'emprise adéquate du *predictor* pour une localisation quelconque du *predictand*.

L'outil ESTELA repose sur la base globale d'états de mer IOWAGA (Ardhuin *et al.*, 2011) de résolution horaire pour un maillage de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  modélisée à l'aide du code spectral WaveWatch III et des forçages de vent CFSR entre 1994 et 2007. A partir d'un “point objectif” de la base d'états de mer (pour lequel les zones de génération de vagues l'impactant sont à déterminer), l'outil ESTELA extrait les nœuds du maillage susceptibles d'affecter le point objectif par un critère géométrique. En chacun de ces points, la part du flux d'énergie moyen se propageant dans la direction du nœud objectif est conservée et la visualisation de ces flux permet de définir les zones de fetch pour lesquelles les états de mer se propagent jusqu'au point objectif. L'outil a été appliqué en deux points représentatifs de la distribution des nœuds *predictands* : le premier au large de La Rochelle ( $45^\circ\text{N}$ ;  $3^\circ\text{W}$ , Figure 4.1), le second au large de Dunkerque ( $53^\circ\text{N}$ ;  $3^\circ\text{E}$ , Figure 4.2).

Sur les deux figures, l'échelle de couleur représente l'intensité du flux d'énergie des états de mer se propageant dans la direction des “points objectifs”. Soulignons que le flux d'énergie représenté est adimensionalisé par le flux d'énergie moyen du “point objectif”. En complément, le temps moyen nécessaire aux états de mer en tous points du domaine pour se propager jusqu'au nœud objectif est défini à partir de la vitesse de groupe moyenne des vagues et visualisable par les isolignes noires de

la variable “nombre de jours”. En Golfe de Gascogne, la zone de génération de vagues se propageant vers les côtes ouest françaises s'étend d'est en ouest, des côtes aquitaines jusqu'à environ  $40^{\circ}\text{W}$ . Notons que les vagues formées à l'est de  $30^{\circ}\text{W}$  se propagent en moyenne en 3 jours - ou moins - jusqu'au large de La Rochelle. Les zones de genèse des vagues atteignant les côtes nord de la France sont concentrées en Mer du Nord, au sud de  $70^{\circ}\text{N}$ . Depuis cette frontière, les vagues nécessitent approximativement 3 jours pour se propager jusqu'aux côtes françaises nord. Au vu des résultats, nous avons choisi de définir une unique emprise du *predictor* apte à prédire le climat de vagues pour l'ensemble des nœuds *predictand* en Golfe de Gascogne, Manche et Mer du Nord. L'emprise extraite correspond à un rectangle de  $42.5^{\circ}\text{W}$  à  $10^{\circ}\text{E}$  et de  $35^{\circ}\text{N}$  à  $70^{\circ}\text{N}$  représenté par un rectangle rouge sur les figures 4.1 et 4.2.

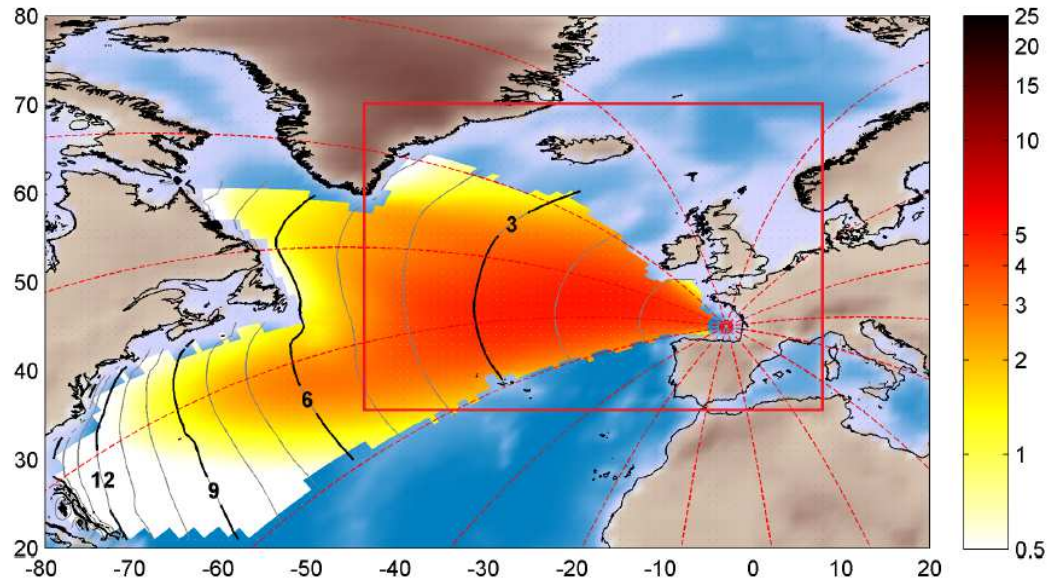


Figure 4.1: Application de l'outil ESTELA (Perez *et al.*, 2013a) en un point au large de La Rochelle ( $45^{\circ}\text{N}$ ;  $3^{\circ}\text{W}$ ).

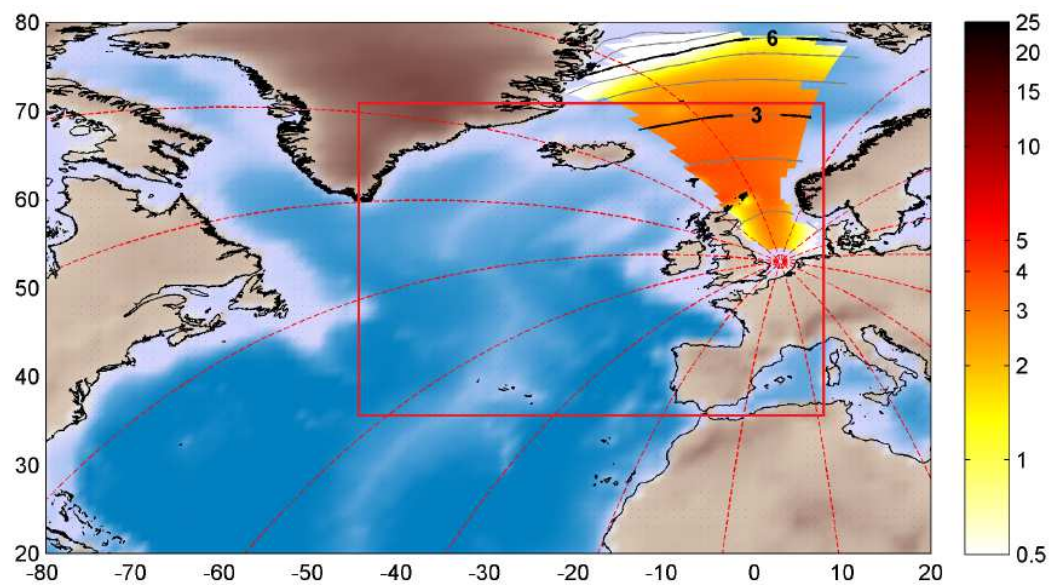


Figure 4.2: Application de l'outil ESTELA (Perez *et al.*, 2013a) en un point au large de Dunkerque ( $53^{\circ}\text{N}$ ;  $3^{\circ}\text{E}$ ).

L'emprise spatiale des principaux modes de téléconnexion corrobore le domaine défini pour le *predictor*. Les centres anticycloniques et dépressionnaires de la NAO y sont inclus. En effet, ils se déplacent respectivement des Açores à l'ouest du Magrehb et de Reykjavik au sud du Groenland. L'emprise du *predictor* recouvre partiellement les anomalies de pression correspondant aux quatre régimes de temps de la dorsale Atlantique, du blocage, du régime zonal et de l'Anticyclone Groenlandais.

La résolution spatiale du *predictor* est conditionnée par un critère d'adaptabilité de l'outil de descente d'échelle statistique à d'autres modèles atmosphériques. Son utilisation pour la projection d'états de mer futurs à partir de simulations d'ensemble nécessite une résolution spatiale reproductible par différents modèles climatiques. Ceux du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC (AR4, IPCC 2007), par exemple, ont une résolution moyenne de  $2.1^\circ$  (Najac, 2008). Ainsi, nous avons choisi de dégrader la résolution initiale de champs de pression CFSR de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  à  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . En complément, la résolution temporelle a été adaptée à la vitesse de propagation moyenne des vagues se déplaçant des extrémités du domaine aux côtes françaises, i.e. 3 jours. Ainsi, la circulation atmosphérique ayant généré des houles océaniques impactant les côtes françaises est prise en compte. La figure 4.3 présente l'emprise et la résolution des données atmosphériques *predictors* en bleu et la localisation des données d'états de mer *predictands* en orange.

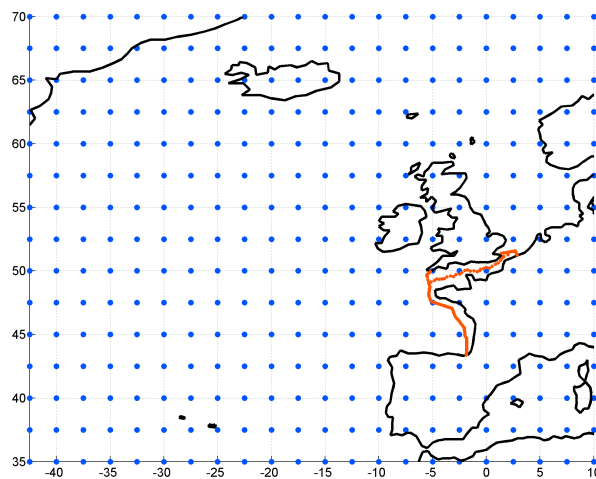


Figure 4.3: Emprise et résolution des *predictor* (bleu) et *predictand* (orange).

Pour affiner la définition du *predictor*, deux modèles de descente d'échelle statistique sont construits, le premier à partir du *predictor* "anomalie de pression" (noté AP) sur l'emprise définie, moyenné sur 3 jours et avec une résolution spatiale de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , et le second avec les mêmes emprises et résolutions, à partir du *predictor* "gradient de pression élevé au carré" (noté GPEC) et une correction latitudinale. Ce dernier, introduit par Wang et Swail (2006), permet d'accentuer les zones de vents forts et *a fortiori* celles de fetch. Ces deux modèles construits à partir de 21 ans de données de 1979 à 1999 sont comparés dans la phase de validation du modèle. Les résultats décrits dans la troisième partie du chapitre montrent que le *predictor* GPEC permet d'obtenir de meilleurs résultats que le *predictor* AP. Ainsi, la construction du modèle de descente d'échelle statistique à partir des données complètes 1979-2009 est réalisée avec le *predictor* GPEC et les illustrations ci-dessous s'y réfèrent.

### 4.2.3 La classification par types de temps

La méthode de descente d'échelle statistique par types de temps nécessite la classification du *predictor* en différents groupes. Ceci se réalise par la combinaison d'algorithmes statistiques (Camus *et al.*, 2011c) permettant de dissocier les 31 ans de données *predictors* corrélées et redondantes en groupes de circulations atmosphériques représentatifs du climat en Atlantique nord-est. D'un

point de vue du vocabulaire, nous nommons “type de temps”, “centroïde” ou “prototype”, la variable représentative d’un groupe de la classification et “cluster” l’ensemble des variables formant un groupe.

Pour optimiser l’algorithme de regroupement de données *predictors*, deux étapes de prétraitement sont nécessaires : l’homogénéisation des variables *predictors* par rapport à la moyenne et l’application de l’Analyse en Composantes Principales (ACP/PCA : *Principal Components Analysis*) sur celles-ci. S’en suit la classification à partir de l’Algorithme des K-Means (KMA : *K-Means Algorithm*), initialisé par l’Algorithme de Dissimilarité Maximum (ADM/MDA : *Maximum Dissimilarity Algorithm*). Enfin, dans le but d’améliorer la visualisation des centroïdes, ces derniers sont classés grâce à l’algorithme de *Self-Organizing Maps* ou SOMs (Kohonen, 2000).

#### 4.2.3.1 L’homogénéisation des variables

Nommons  $X(p, t)$  la variable gradient de pression élevé au carré au temps  $t$  et à la position  $p$  de l’emprise de *predictor* :  $P$  et  $N$  sont les dimensions initiales du problème correspondant respectivement au nombre de données spatiales du domaine et au nombre de dates de la série de *predictors*. L’homogénéisation des données permet de réduire le biais du modèle des champs de pression utilisés : il s’agit de soustraire aux GPEC en tout point du domaine et à chaque pas de temps, la valeur moyenne du GPEC tous points confondus et sur l’ensemble des 31 ans de données, notée  $\overline{X(p, t)^t}$ , pour obtenir une variable centrée (Equation 4.5).

$$X(p, t) = X(p, t) - \overline{X(p, t)^t} \quad (4.5)$$

#### 4.2.3.2 L’Analyse en Composantes Principales

L’application de l’ACP décrite par Preisendorfer et Mobley (1988) est la deuxième étape du prétraitement. Elle permet de réduire la dimension  $N \times P$  du problème par la projection des données centrées au sein d’une nouvelle base de dimension inférieure  $N \times M$  où  $M < P$ , tout en conservant le maximum de variance du jeu de données initial. La construction de cette nouvelle base nécessite le calcul des vecteurs propres  $e_m$  de la matrice de covariance de  $X(p, t)$  notée  $Re_m$  (Equation 4.7). Les vecteurs propres orthogonaux ordonnés selon leur maximum de variance (Equation 4.6) correspondent aux vecteurs de la nouvelle base, nommés Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE/EOF : *Empirical Orthogonal Functions*):

$$Re_m = \lambda_m e_m \quad (4.6)$$

où  $\lambda_m$  correspond aux valeurs propres de la matrice de covariance  $Re_m$ , définie par :

$$\begin{aligned} Re_m &= \frac{1}{N} X(p, t)^t X(p, t) \\ &= \frac{1}{N} \begin{pmatrix} s_{11} & \dots & s_{1P} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{P1} & \dots & s_{PP} \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.7)$$

En complément, l’écriture de  $X(p, t)$  au sein de la base des FOE nécessite la définition des Composantes Principales (CP/PC : *Principal Components*)  $u_m$ , amplitudes associées aux vecteurs  $e_m$ . Elles se calculent par la projection de la base de données initiales  $X(p, t)$  sur les vecteurs FOE :

$$u_m(t) = \sum X(p, t) e_m(p) \quad (4.8)$$

Ainsi, les Fonctions Orthogonales Empiriques  $e_m$  et Composantes Principales associées  $u_m$  décrivent les *predictors* GPEC projetés dans cette nouvelle base orthogonale. Le classement par variance décroissante des FOE permet de conserver un pourcentage élevé de la variance du jeu initial de données à partir des premiers vecteurs FOE de la base. Dans le cas de l'application de l'ACP sur les *predictors* GPEC extraits de la réanalyse CFSR de 1979 à 2009, nous avons imposé de conserver 95% de la variance initiale, ce qui se réalise par le cumul des  $M = 16$  premiers modes, illustrés par les figures 4.4 et 4.5. La variance de chaque FOE est indiquée sur la figure 4.4 : celle du premier mode correspond à 34% de la variance initiale et les trois premiers modes suffisent pour présenter à eux seuls plus de 50% de la variance totale. De fait, la projection des variables initiales s'écrit :

$$X(p, t) = \sum_{m=1}^M u_m(t) e_m(p) \quad (4.9)$$

L'ACP étant réalisée à partir du GPEC et non des AP, il n'est pas aisé de reconnaître les modes de téléconnexion sur la visualisation de FOE. La première fonction FOE caractérisée par un fort gradient de pression au centre du domaine suggère la présence de dipôles anticycloniques ou dépressionnaires au nord et sud du domaine, ce qui est en accord avec la phase positive du mode de téléconnexion NAO particulièrement présent sur la période 1979-2009 (Charles *et al.*, 2011; Dodet *et al.*, 2010).

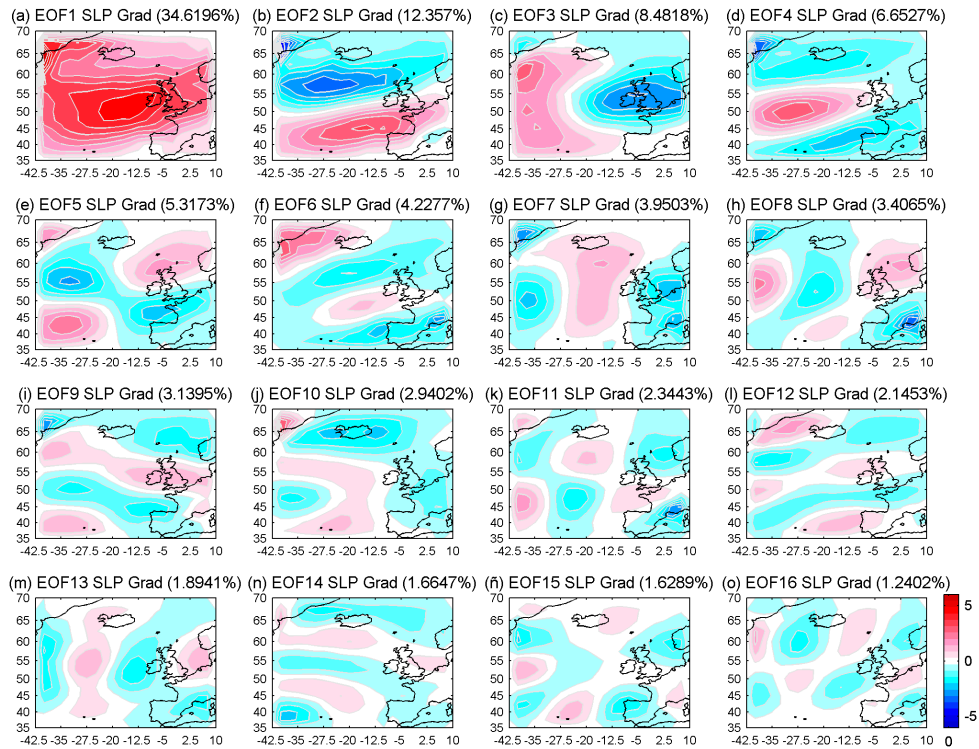


Figure 4.4: Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE) du *predictor* GPEC construit à partir des données CFSR (1979-2009). Les 16 premiers modes conservés sont classés par variance décroissante.

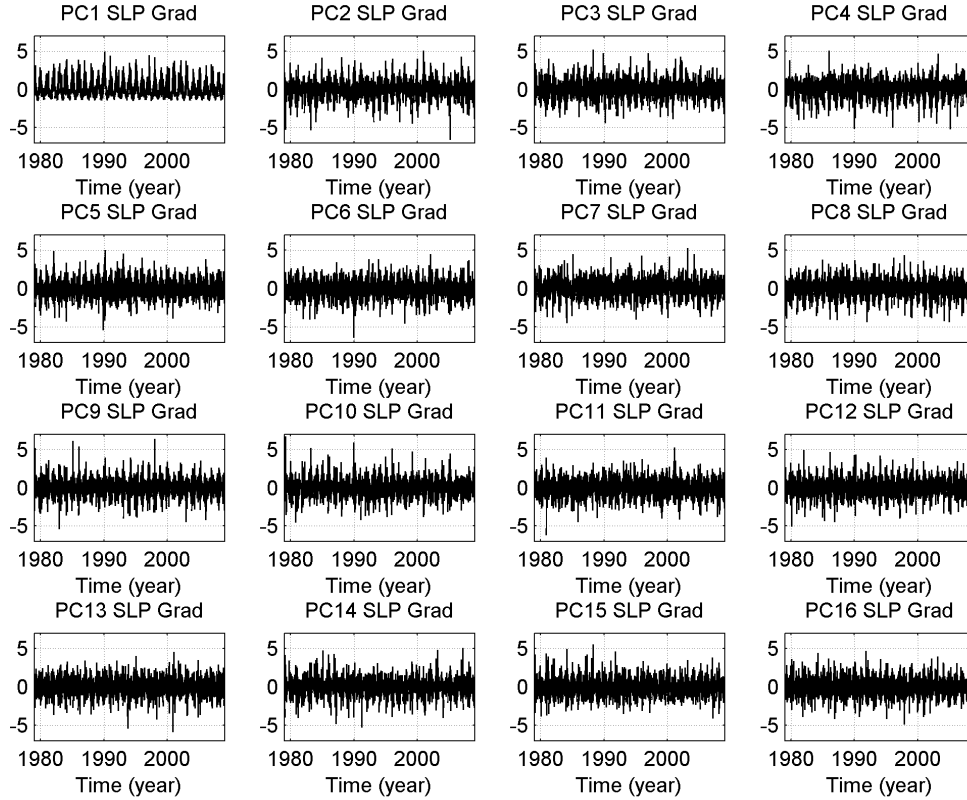


Figure 4.5: Composantes Principales associées aux 16 premières FOE conservées du *predictor* GPEC construit à partir des données CFSR (1979-2009).

#### 4.2.3.3 L'algorithme des K-means

La classification du *predictor* se réalise à partir de l'application de l'algorithme des K-means décrit par Hastie *et al.* (2001) sur le jeu de données de dimension réduite  $N \times M$  où  $N$  correspond au nombre de dates du *predictor* et  $M = 16$  au nombre des premiers modes FOE conservés à l'issue de l'ACP réalisée précédemment. L'objectif de l'algorithme est de regrouper les données similaires en  $k$  groupes à partir d'un vecteur initial de dimension  $k$ , puis de définir un centroïde représentatif de chaque groupe ou cluster.

La pertinence de l'algorithme dépend fortement du vecteur initial spécifié à l'initialisation du processus. Pour s'assurer que toute la diversité des données soit intégrée à la classification, l'échantillon initial de  $k$  *predictors* est sélectionné à l'aide de l'Algorithme de Dissimilarité Maximum (ADM) décrit par Kennard et Stone (1969) et dont le principe est rappelé au prochain paragraphe. En plus de cette phase d'initialisation, l'algorithme de K-Means se définit par des itérations successives de deux étapes jusqu'à convergence des résultats :

1. L'assignation de chaque *predictor* à un des  $k$  types de temps (*WT: Weather Type*) selon la distance euclidienne minimale (Equation 4.10) permet la formation de  $k$  groupes de données : les clusters ;

$$D = \min \|X^{WT}(p, t) - X^{Predictor}(p, t)\| \quad (4.10)$$

2. La moyenne des variables de chaque groupe est recalculée pour mettre à jour un vecteur fictif représentatif du groupe : le type de temps.

Les deux étapes sont appliquées successivement jusqu'à ce que l'assignation des *predictors* ne soit plus modifiée et la définition des  $k$  types de temps soit stable. Enfin, un algorithme proche du *Self-Organizing Maps* (SOM) ordonne les clusters pour améliorer la visualisation des centroïdes.



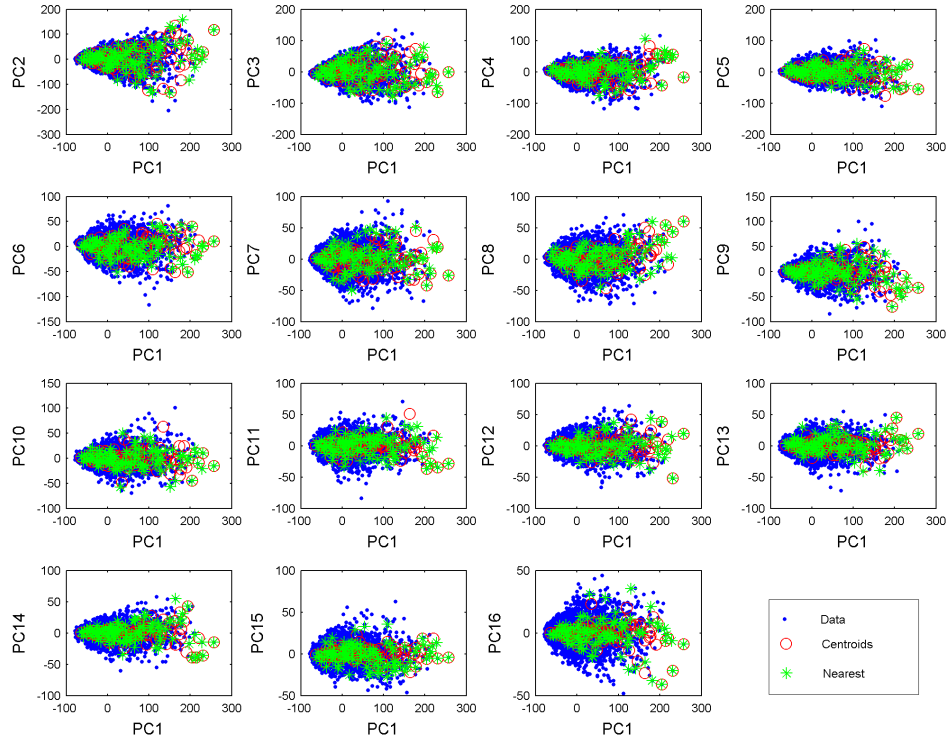


Figure 4.6: Projection et visualisation des *predictors* au sein de la base orthogonale empirique.

Pour notre étude, nous choisissons *a priori* une classification en 100 types de temps, comme cela a été réalisés dans les travaux de Menendez *et al.* (2011) et Izaguirre *et al.* (2012). Cette alternative, caractéristique de l'approche statistique, s'oppose à l'approche physique dont l'objectif est de travailler à partir d'un nombre restreint de modes de circulation atmosphérique tels que les régimes de temps proposés par Vautard (1990). Ainsi, le choix de 100 types de temps pour l'application de la descente d'échelle statistique résout le compromis entre la différenciation d'un grand nombre de circulations atmosphériques et une probabilité d'occurrence suffisamment élevée associée à chaque type de temps. En effet, plus le nombre de type de temps augmente, plus la reconstruction de la climatologie des états de mer, en termes de séries mensuelles ou distribution, est fine. Ceci, dans la mesure où les modèles de régression intrinsèque à chaque type de temps soient suffisamment robustes (i.e. construits à partir de plusieurs occurrences). Enfin, la visualisation des résultats par des tables de 10x10 est facilitée.

La figure 4.6 présente la projection de l'ensemble des données réduites (nœuds bleus) dans le nouvel espace orthogonal empirique où le premier vecteur FOE est représenté orthogonal aux quinze suivants. Les croix vertes correspondent à la donnée réduite existante la plus proche des 100 centroïdes fictifs définis pour chaque groupe (rond rouges). Ainsi, pour une représentation physique de la classification, le type de temps représentatif de chaque cluster est remplacé par le *predictor* le plus proche projeté dans la base initiale (croix vertes). La classification obtenue est présentée par les figures 4.7 et 4.8 où 100 types de temps sont respectivement illustrés par le GPEC moyenné sur trois jours et par les champs de pression au niveau de la mer correspondants.

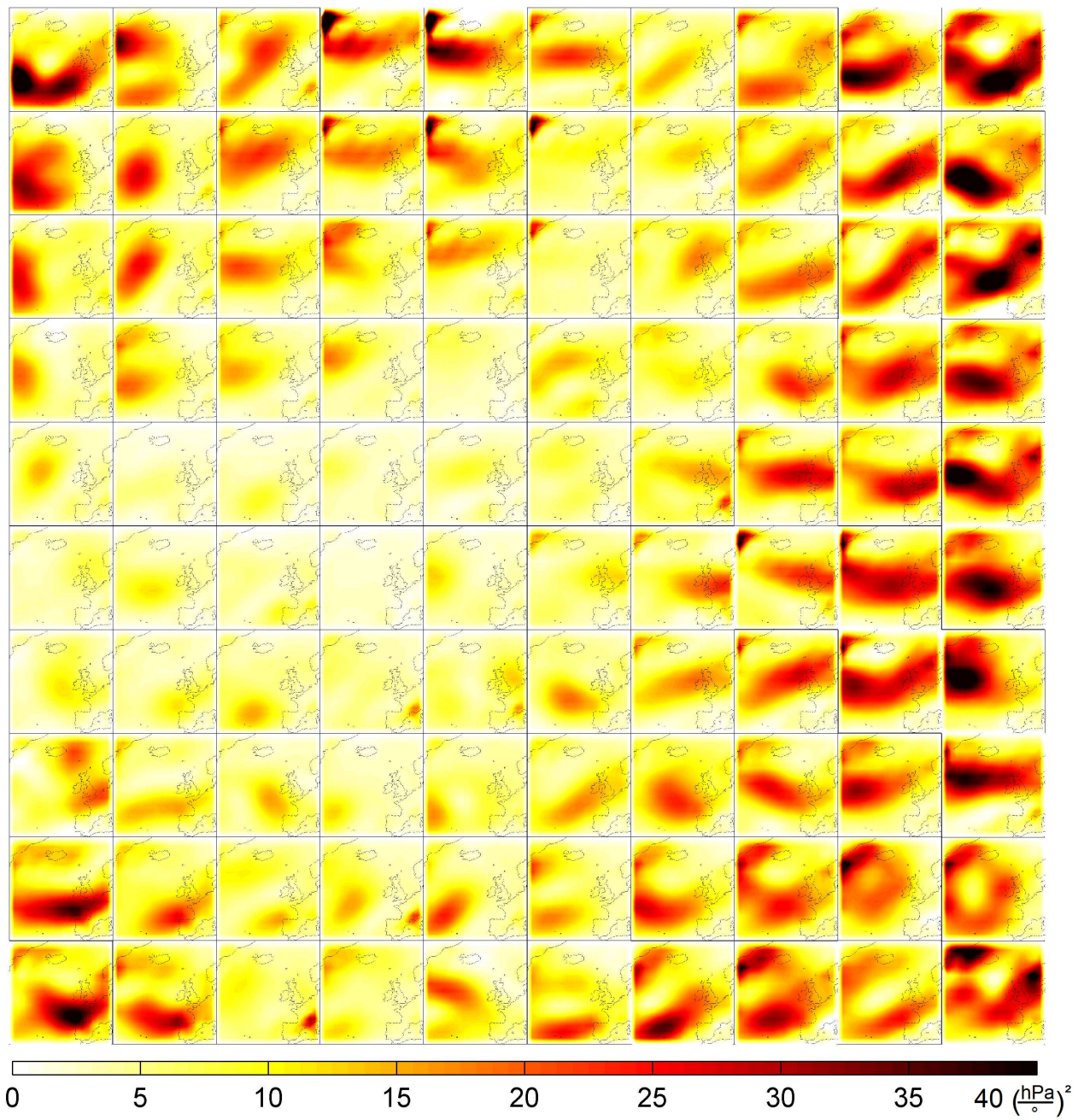


Figure 4.7: Classification des 100 types de temps pour le *predictor* GPEC sur la période 1979-2009.



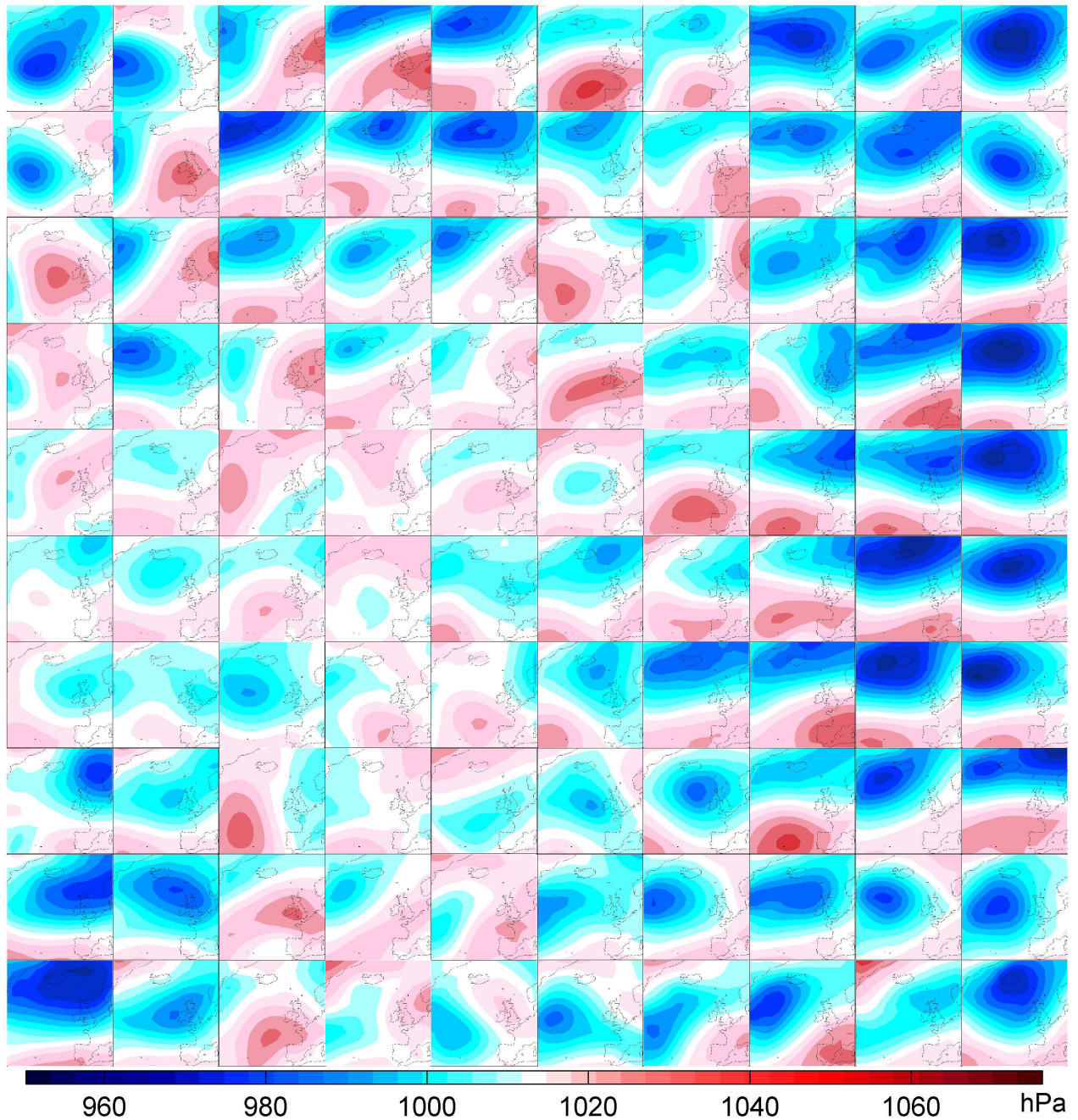


Figure 4.8: Classification des 100 types de temps illustrée par les champs de pression correspondant au *predictor* GPEC sur la période 1979-2009.

#### 4.2.3.4 L'Algorithme de Dissimilarité Maximum (ADM / MDA)

L'initialisation de l'algorithme des K-Means nécessite un vecteur de  $k$  variables représentatif de l'ensemble des données. Pour éviter un choix arbitraire entraînant une possible perte d'informations, l'algorithme MDA (Kennard et Stone, 1969) est appliqué afin d'extraire de la base réduite de dimension  $N \times M$  un vecteur de  $k$  *predictors* les plus distincts les uns des autres. L'algorithme commence par la sélection d'un *predictor*  $V_1$  présentant un maximum (équivalent à un centre dépressionnaire ou anticyclonique fort par exemple). S'en suit le calcul de dissimilarité par distance euclidienne (Equation 4.10) entre les  $N - 1$  variables de l'échantillon initial par rapport à  $V_1$ . Le *predictor* le plus éloigné  $V_2$  rejoint alors le vecteur en cours de construction  $\{V_1, V_2\}$ . De même, le calcul de dissimilarité sur les  $N - 2$  variables restantes est appliqué par rapport à chacun des *predictors*

$\{V_1, V_2\}$  et le predictor le plus éloigné des composantes du vecteur en cours de construction devient la 3<sup>ème</sup> composante du vecteur. La procédure continue jusqu'à la sélection des  $k = 100$  variables distinctes les unes des autres (ronds rouges de la figure 4.6).

#### 4.2.4 Construction du modèle de regression

Une fois la classification en types de temps construite, il est nécessaire de distribuer les variables *predictors* et *predictands* au sein de celle-ci pour construire le modèle empirique de régression reliant la circulation atmosphérique de grande échelle aux états de mer. D'un côté, la distribution des *predictors* au sein des centroïdes se réalise en fonction de la distance euclidienne minimale entre chacun d'eux et les centroïdes de la classification (Equation 4.10). D'autre part, les états de mer horaires sont conservés sur les mêmes fenêtres temporelles que les *predictors* et nous admettons que les états de mer sont liés à l'événement *predictor* moyenné sur trois jours correspondant. Ainsi, pour chaque variable *predictor* distribuée au sein de la classification, 72 variables *predictands* (états de mer) couvrant la même fenêtre temporelle (3 jours = 72 h) y sont également associées.

En pratique, les quatre variables d'états de mer sélectionnées sont distribuées au sein de la classification et différents paramètres ou distributions statistiques sont établis pour chaque type de temps :

- Moyennes :  $H_{m0}, T_{m02}, POW, \theta_m$  ;
- Maximum :  $H_{m0}, T_{m02}, POW, \theta_m$  ;
- Ecart-type :  $H_{m0}, T_{m02}, POW, \theta_m$  ;
- Histogrammes :  $H_{m0}, T_{m02}$  ;
- Distributions par quantiles :  $H_{m0}$  ;
- Distributions jointes :  $(H_{m0}, T_{m02}), (POW, \theta_m)$ .

Suite aux distributions respectives de *predictors* et *predictands* au sein de la classification, chaque centroïde est attaché aux paramètres d'état de mer listés ci-dessus. A chacune de ces distributions correspond une fonction de régression empirique particulière  $f_i$ . A titre d'exemple, la figure 4.9 illustre les fonctions de régression reliant quatre histogrammes de  $H_{m0}$  à quatre types de temps représentatifs des régimes de temps de l'Atlantique nord est en un point du littoral Atlantique français (3.025°W; 47.07°N). De fait, le modèle de régression empirique complet permettant de projeter les états de mer  $Y$  en un point particulier est une combinaison linéaire des  $N = 100$  fonctions  $f_i$  pondérées par la probabilité d'occurrence  $p_i$  de chaque centroïde :

$$Y = F(X) = \sum_{i=1}^N p_i f_i(X) \quad (4.11)$$

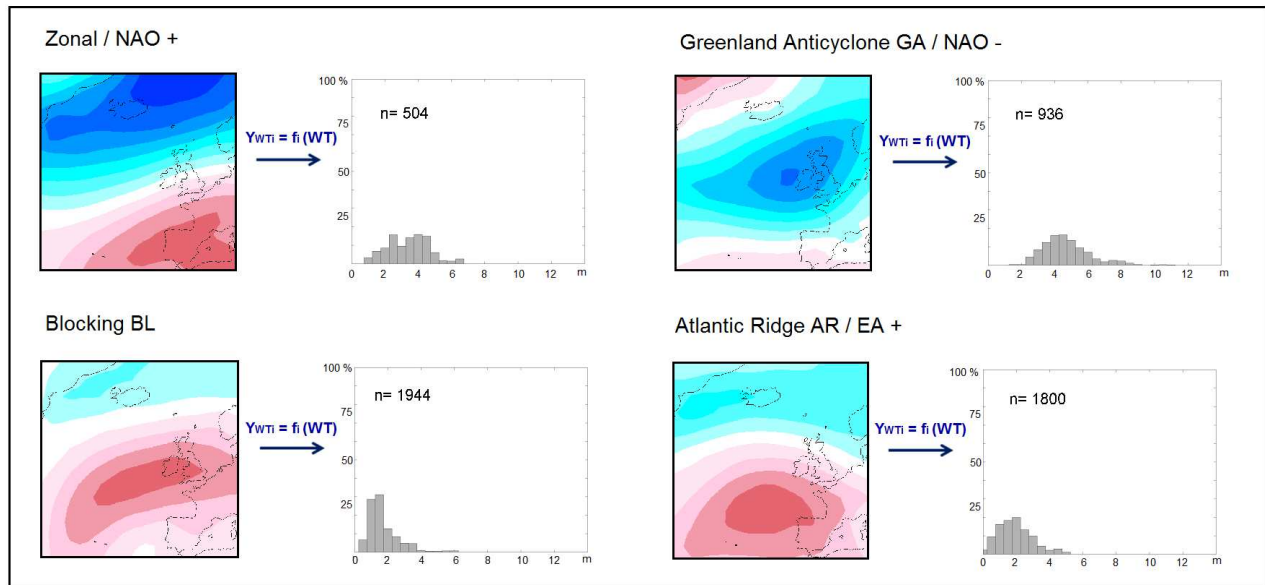


Figure 4.9: Construction des modèles de régression en un point de la façade Atlantique ( $3.025^{\circ}\text{W}$ ;  $47.07^{\circ}\text{N}$ ) pour quatre types de temps (caractérisés par les champs de pression associés, partie gauche des graphes) et les histogrammes de  $H_{m0}$  associés (partie droite des figures).

Ainsi, un modèle de régression empirique relatif à chaque distribution d'états de mer est construit aux 110 nœuds entourant le littoral français. A titre d'illustrations non exhaustives, les figures 4.10 et 4.11 présentent la classification des *predictands* en un point de la façade Atlantique ( $3.025^{\circ}\text{W}$ ;  $47.07^{\circ}\text{N}$ ) et un point à l'approche de la Mer du Nord ( $2.69^{\circ}\text{E}$ ;  $47.07^{\circ}\text{N}$ ) : classifications des histogrammes et écart-type de  $H_{m0}$ , des distributions bivariées ( $POW$ ,  $\theta_m$ ) et des moyenne de  $\theta_m$  et de  $T_{m02}$ .

Au final, un modèle de régression statistique est ainsi construit pour chaque classification d'un paramètre *predictand*.

Les figures 4.10 et 4.11 illustrent diverses caractéristiques de la méthode de descente d'échelle statistique par types de temps. On observe que la distribution des *predictands* au sein d'une classification basée sur la circulation atmosphérique générale permet de différencier les états de mer d'un type de temps à un autre. Les échelles de couleurs spécifiques à chaque localisation (nœuds n°35 et n°78) ont été conservées afin de bien visualiser les différences entre les états de mer de chaque classe, et non dans le but de caractériser le climat de vagues aux abords de la Mer du Nord par rapport à celui de la côte Atlantique. En complément, une classification unique permet de caractériser des états de mer issus de localisations aux caractéristiques géophysiques différentes (exposition à la houle, bathymétrie, exposition au vent, etc), comme c'est le cas entre les façades Atlantique et Mer du Nord de la France par exemple.



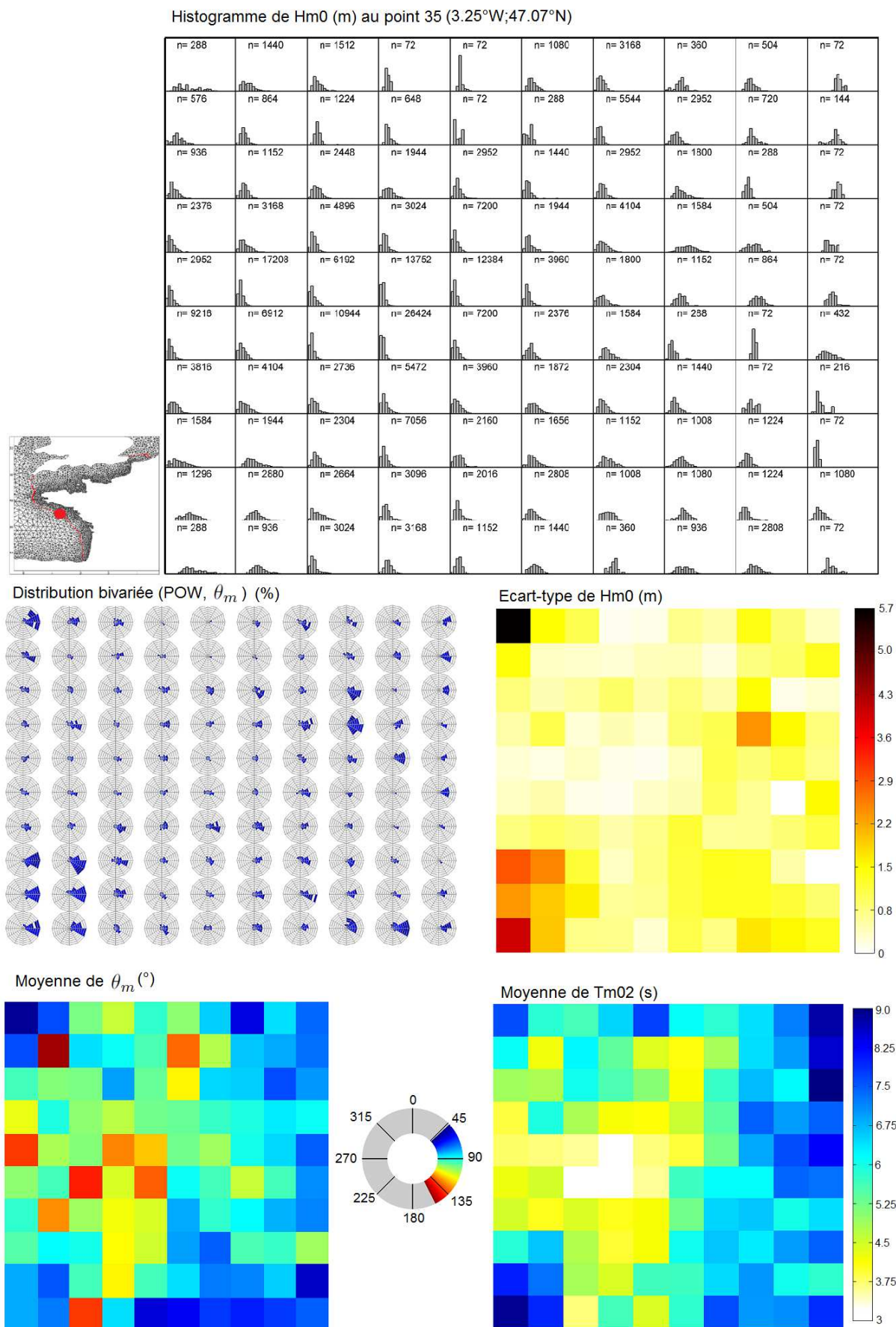


Figure 4.10: Classification des variables *predictands* : histogramme et écart-type de  $H_{m0}$ , distributions bivarée ( $POW$ ,  $\theta_m$ ) et moyennes de  $\theta_m$  et de  $T_{m02}$  au nœud 35 de la façade Atlantique (3.025°W; 47.07°N).

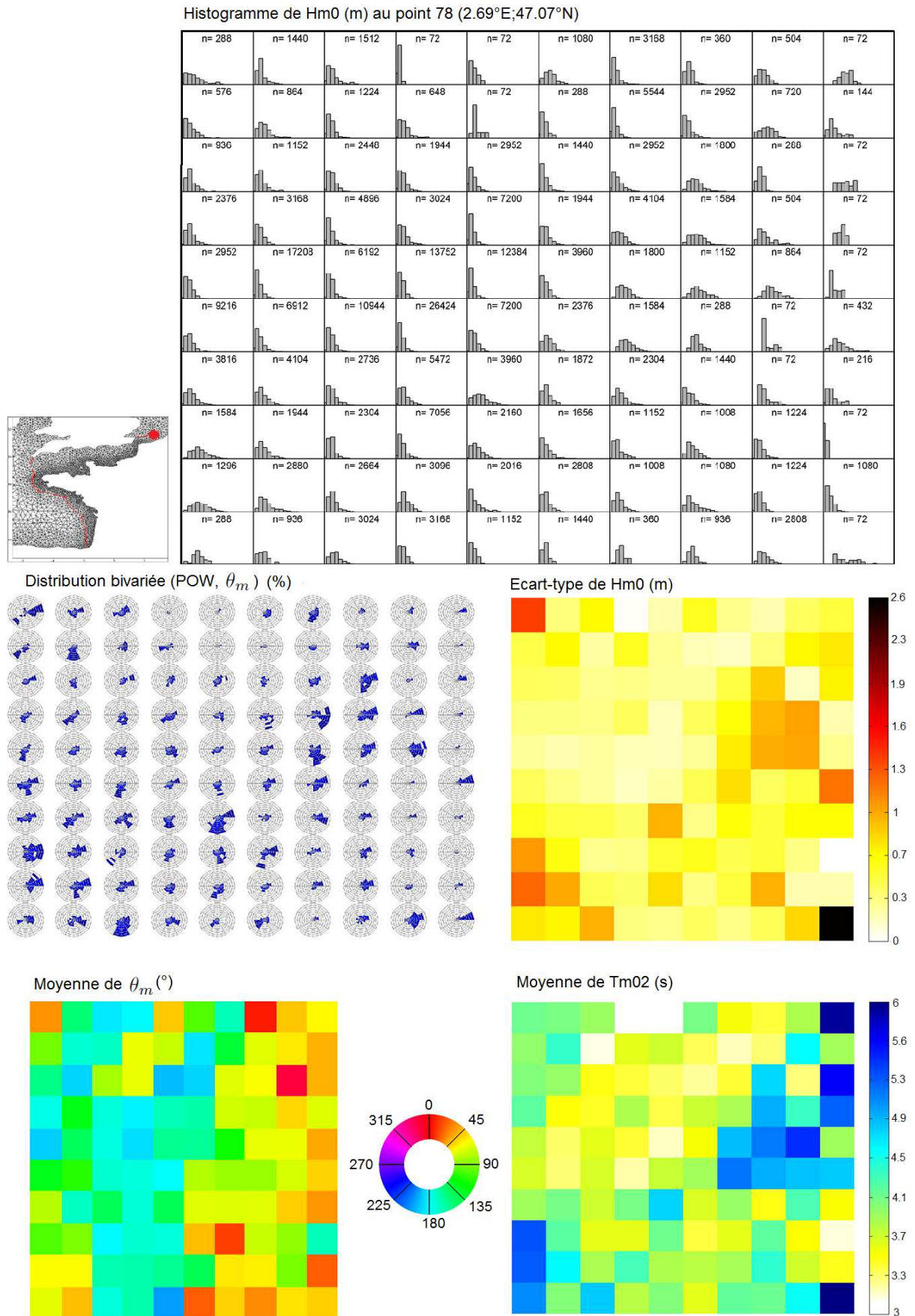


Figure 4.11: Classification des variables *predictands* : histogramme et écart-type de  $H_{m0}$ , distributions bivariee ( $POW, \theta_m$ ) et moyennes de  $\theta_m$  et de  $T_{m02}$  au nœud 78 à l'approche de la Mer du Nord (2.69°E; 47.07°N).

#### 4.2.4.1 Probabilités d'occurrence des types de temps

Comme stipulé ci-dessus, le modèle de régression empirique est construit à partir des probabilités d'occurrence de chaque type de temps. A titre indicatif, la figure 4.12 illustre les probabilités d'occurrence de chaque type de temps pour trois cas :

1. les années complètes de 1979 à 2009 ;
2. les étés “élargis” d'avril à septembre inclus (1979-2009) ;
3. les hivers “élargis” d'octobre à mars inclus (1979-2009).

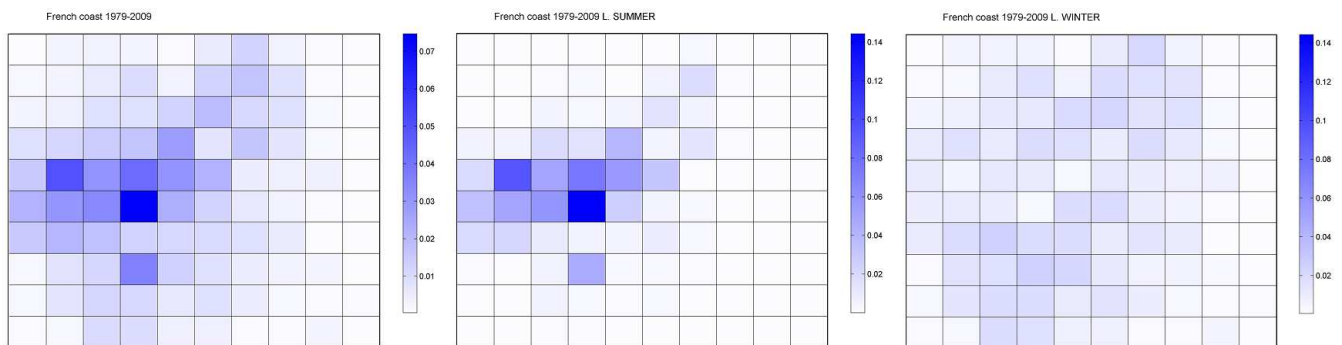


Figure 4.12: Probabilités d'occurrence des types de temps pour les GPEC de la réanalyse CFSR de 1979 à 2009 pour trois cas : année complète (gauche), étés “élargis” d'avril à septembre inclus (centre) et hivers “élargis” d'octobre à mars inclus (droite).

Remarquons que l'intensité des couleurs présentant les probabilités d'occurrence annuelles des types de temps s'échelonne de 0 à 7% et que les échelles d'intensité des saisons “élargies” présentent des probabilités d'occurrence plus élevées d'un facteur 2 (0 à 14%). Ainsi, on voit nettement par exemple que les types de temps annuels les plus fréquents ont lieu en été. La figure 4.8 nous informe qu'il s'agit de situations atmosphériques calmes. La situation la plus fréquente se caractérise par une faible dépression localisée en Atlantique nord et un anticyclone déployé sur l'Europe alors que la seconde situation correspond à un anticyclone développé sur l'ensemble du domaine où seule une faible dépression traverse l'Océan Atlantique. Au contraire, l'hiver se caractérise par une forte variabilité des situations atmosphériques : les types de temps relatifs à l'hiver correspondent à la grande majorité des types de temps définis annuellement avec des probabilités d'occurrences moyennes à faibles. Différentes conclusions peuvent être extraites, notamment que la construction de classifications spécifiques à chaque saison serait pertinente. Néanmoins, la diversité des 100 types de temps associée aux probabilités d'occurrences mensuelles permet *a priori* une reconstruction fine des états de mer pour toutes les saisons ou périodes de l'année. La validation de la méthode présentée dans la section suivante va montrer les robustesses et faiblesses de la méthode appliquée aux états de mer le long du littoral français.

### 4.3 Validation de la descente d'échelle statistique le long des côtes françaises

La validation du modèle de descente d'échelle statistique permet de vérifier sa capacité à projeter les états de mer le long des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France, ainsi que de réaliser des tests de sensibilité de la variable *predictor* pour définir la plus pertinente parmi

plusieurs. Pour ce faire, deux modèles de descente d'échelle statistique ont été construits selon la méthodologie décrite ci-dessus à partir de deux définitions de *predictor* pour la période réduite 1979-1999. Le premier modèle correspond à un *predictor* "classique" des AP (anomalies de pression) CFSR alors que le second correspond au *predictor* GPEC (gradients de pression élevés au carré) CFSR, proposé par Wang et Swail (2006). Pour les deux *predictors*, l'emprise et la résolution sont identiques : 42.5°W à 10°E et de 35°N à 70°N pour des données moyennées sur trois jours et de résolution spatiale 2.5°x2.5°.

Les données CFSR et ANEMOC-2 de la période 2000 - 2009 sont ainsi indépendantes de la période d'apprentissage des modèles et peuvent être utilisées pour le valider. Les champs de pression CFSR  $X'$  entre 2000 et 2009 deviennent les forçages des modèles empiriques de régression  $F(X')$  capables de projeter les états de mer  $Y'$  sur la période 2000-2009 aux points *predictands* définis. En pratique, 7 des 110 nœuds distribués autour du littoral français sont choisis comme points de validation du modèle (Figure 4.13). La comparaison de ces projections d'états de mer par rapport aux résultats d'ANEMOC-2 permet de vérifier les capacités du modèle à reproduire la dynamique des états de mer et de définir le *predictor* le plus adéquat.

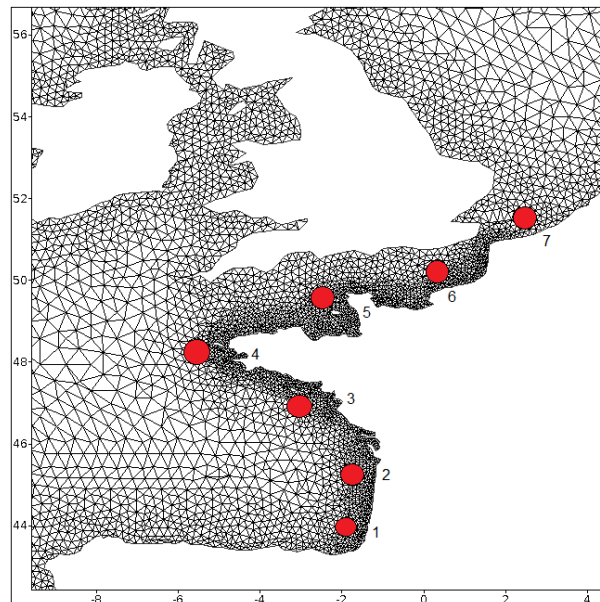


Figure 4.13: Localisation des 7 nœuds de validation de la méthode de descente d'échelle statistique.

La décomposition du *predictor* GPEC par l'ACP à partir des données CFSR de 1979-1999 est très proche de la décomposition réalisée à partir de 31 ans de données présentée dans la section précédente. De même, les classifications en types de temps sont similaires et de fait, la construction du modèle de descente d'échelle statistique à partir du *predictor* GPEC pour 21 ans de données (1979-1999) n'est pas présentée.

En parallèle, les Fonctions Orthogonales Empiriques et Composantes Principales résultant de l'ACP appliquée au *predictor* AP sont différentes des résultats présentés dans le premier paragraphe du chapitre. Les étapes de décomposition par l'ACP du *predictor* AP sont illustrées en annexe B. Après construction des modèles AP pour la descente d'échelle  $SD1$  :  $Y_1 = F_1(X_1)$  et GPEC pour la descente d'échelle  $SD2$  :  $Y_2 = F_2(X_2)$ , les étapes de validation suivantes ont été réalisées pour chaque *predictor* :

1. Extraction des pressions CFSR pour la période 2000-2009 sur l'emprise et la résolution du *predictor* ;
2. Traitement des données pour obtenir les deux versions du *predictor*  $X'_1$  et  $X'_2$  ;



3. Distribution des données *predictors* au sein de la classification associée par la distance euclidienne minimale ;
4. Calculs des probabilités d'occurrence de chaque type de temps sur la période 2000-2009 aux échelles mensuelle, annuelle et décennale ;
5. Projection du modèle de régression à partir des probabilités d'occurrence mensuelles pour les sept points de validation ;
6. Comparaison entre les projections d'états de mer  $Y'_1$ ,  $Y'_2$  et les résultats d'ANEMOC-2 sur la période 2000-2009 en ces points.

Deux approches de comparaison des résultats sont envisageables pour valider le modèle : la comparaison de la dynamique des états de mer ou celle de la climatologie sur la décennie 2000-2009. Pour l'étude, la première approche a été adoptée où la capacité du modèle est éprouvée pour reproduire la dynamique des états de mer à l'échelle de la moyenne mensuelle pour la hauteur significative  $H_{m0}$ , le flux d'énergie moyen  $POW$  (contenant intrinsèquement une information sur la période énergétique des vagues) et la direction moyenne  $\theta_m$  des vagues.

La figure 4.14 compare au point de validation 2 de la façade Atlantique (45.54°N; 2.05°W) les résultats d'ANEMOC-2 considérés comme des références et les résultats des projections pour chaque modèle  $SD1$  et  $SD2$ . L'analyse visuelle montre que les projections des deux modèles de descente d'échelle reproduisent la dynamique des états de mer à certaines approximations près. Ceci conforte nos choix de résolutions spatiale et temporelle du *predictor*. La comparaison des deux projections au niveau des maxima et minima locaux permet de définir la donnée *predictor* la plus adéquate en ce point. On observe que le *predictor* GPEC reproduit mieux les maxima hivernaux et minima estivaux de  $H_{m0}$  et  $POW$  que le *predictor* AP en ce point, alors que cette tendance est inversée pour  $\theta_m$ .

Les indices statistiques de *ScatterIndex* et *RSME* de comparaison des séries temporelles des trois variables au point 2 (Tableau 4.1) confirment l'analyse visuelle. D'après les résultats pour chacun des sept points, le *predictor* GPEC reproduit mieux les séries temporelles des  $H_{m0}$  et  $POW$  que le *predictor* AP, alors que c'est l'inverse pour  $\theta_m$ . Les différences des indices statistiques entre les deux *predictors* étant plus importantes pour les variables  $H_{m0}$  et  $POW$  que pour  $\theta_m$ , nous validons le choix du *predictor* GPEC pour projeter les états de mer aux abords des côtes françaises.

La proximité des résultats de *ScatterIndex* et *RMSE* pour les sept points de validation corrobore la construction d'une empreinte unique de *predictor* pour les projections des états de mer en Golfe de Gascogne, Manche et Mer du Nord. Ceci est particulièrement vrai pour la comparaison des  $H_{m0}$ , où le *ScatterIndex* et *RMSE* du *predictor* GPEC sont respectivement compris entre 0.13 et 0.18 et 0.21 m et 0.30 m. Le *RMSE* comparant  $POW$  est plus important pour les points du Golfe de Gascogne et l'entrée ouest de la Manche (points 1 à 5) car  $POW$ , en ces points, est plus élevé qu'en Mer du Nord proche côtier (point 7). Enfin, la forte variabilité du *ScatterIndex* comparant les  $\theta_m$  pour les 7 points (de 0.05 à 0.37) s'explique par la présence ou non d'axes privilégiés de propagation des états de mer : les directions est et sud-est étant privilégiées aux points de la façade Atlantique (points 1 à 4) alors que le point 7 aux abords de la Mer du Nord est caractérisé par un spectre moyen de variance multi-modal et des directions  $\theta_m$  présentes dans tout l'intervalle  $[0;360^\circ]$  (figures 4.10 et 4.11).



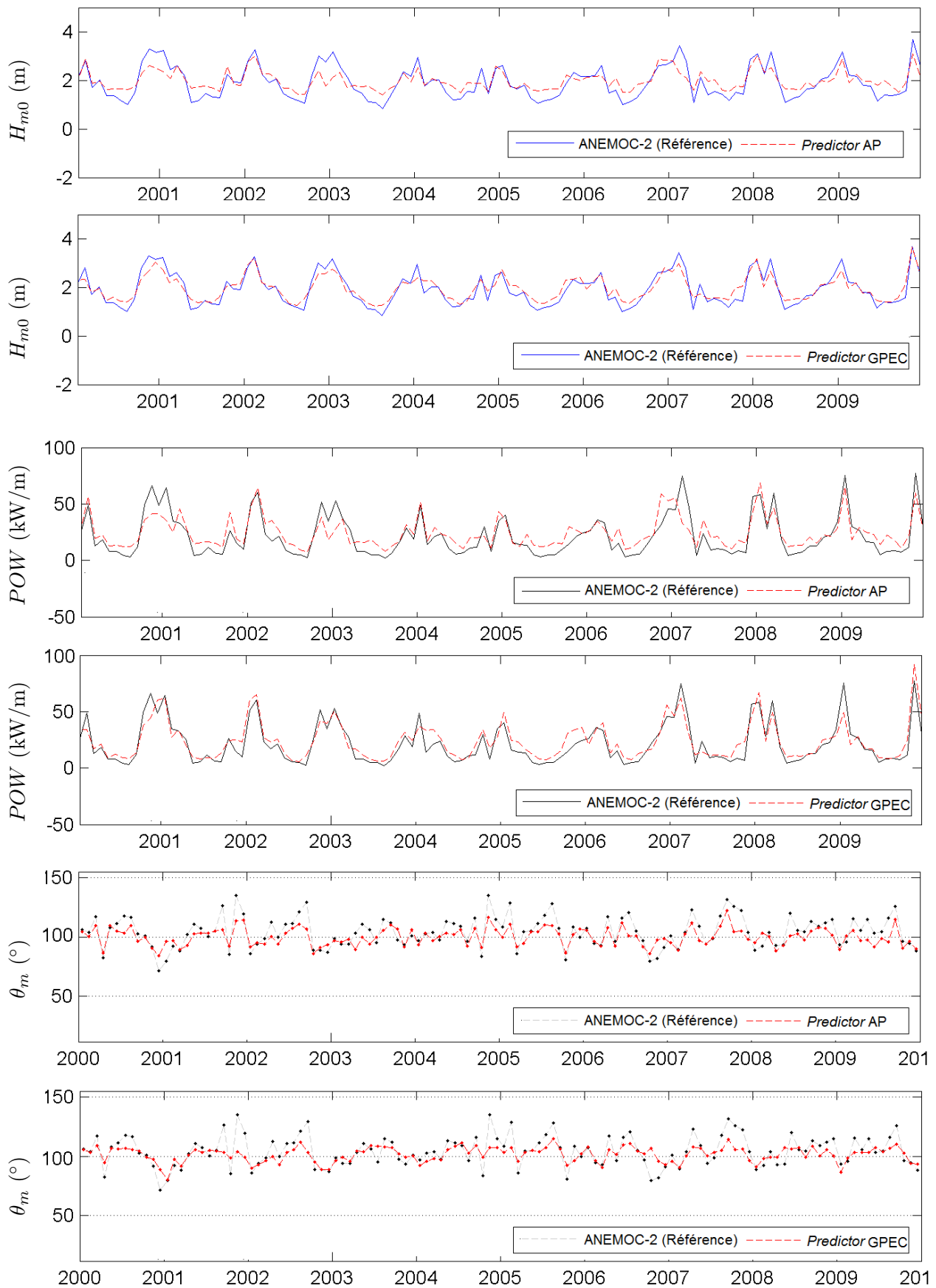


Figure 4.14: Projections des moyennes mensuelles des hauteurs significatives  $H_{m0}$ , du flux d'énergie moyen  $POW$  et de la direction moyennes  $\theta_m$  des vagues au point de validation n°2 (45.54°N; 2.05°W) pour les *predictors* AP et GPEC sur la période 2000-2009, et comparaison avec les résultats d'ANEMOC-2 au vu de la validation du modèle de régression statistique.

N °	1	2	3	4	5	6	7
Hauteur significative $H_{m0}$ où l'unité des $RMSE$ est : (m)							
	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$
$AP$	0.21 0.40	0.20 0.39	0.19 0.39	0.19 0.45	0.19 0.34	0.19 0.26	0.2 0.23
$GPEC$	0.16 0.29	0.14 0.27	0.13 0.27	0.13 0.30	0.13 0.23	0.16 0.21	0.18 0.21
Flux d'énergie $POW$ où l'unité des $RMSE$ est : (kW/m)							
	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$
$AP$	0.51 11.34	0.47 10.35	0.46 11.08	0.45 15.99	0.55 8.61	0.64 4.29	0.63 2.24
$GPEC$	0.41 9.15	0.36 7.91	0.34 8.98	0.35 12.37	0.43 6.78	0.61 4.05	0.62 2.22
Direction moyenne $\theta_m$ où l'unité des $RMSE$ est : (°)							
	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$	$SI$ $RMSE$
$AP$	0.05 6.28	0.08 9.01	0.08 7.99	0.12 10.64	0.26 24.36	0.26 23.20	0.32 37.84
$GPEC$	0.05 6.51	0.09 9.73	0.09 8.50	0.13 12.23	0.33 29.35	0.30 26.33	0.37 44.14

Tableau 4.1: Validation du choix du *predictor* : Indices statistiques de comparaison entre les états de mer projetés à partir des *predictors* AP et GPEC, et les données de référence ANEMOC-2.

## 4.4 Conclusions

En conclusion, le modèle de descente d'échelle statistique par types de temps, dont la méthodologie a été développée par l'équipe de l'IH Cantabria, a été mis en application le long des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France à partir des résultats des bases ANEMOC-2 et CFSR sur la période 1979-2009.

Un modèle intermédiaire construit sur la période d'apprentissage 1979-1999 a été validé sur la période 2000-2009. Cette étape a permis de sélectionner le *predictor* adéquat pour projeter les états de mer aux abords des côtes françaises, à savoir le gradient de pression élevé au carré moyenné sur trois jours d'une emprise de 42.5°W à 10°E et de 35°N à 70°N et de résolution 2.5°x2.5°. Enfin, soulignons que le modèle complet construit à partir des 31 ans de données (1979-2009) est plus robuste que le modèle intermédiaire.

Suite à ce travail, la descente d'échelle statistique sera appliquée aux modèles climatiques dans l'objectif d'estimer l'impact du changement climatique sur les états de mer aux abords des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France à l'horizon 2100. Les hypothèses et détails de cette projection sont décrits dans le chapitre 7.



## Chapitre 5

# Évolution du climat actuel des vagues : 1979-2009

Deux aspects du climat de vagues sont traités dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord par l'analyse de l'Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier ANEMOC-2 : l'étude du climat moyen en termes d'intensité et variabilité d'une part et l'estimation des tendances d'évolution au cours des trois dernières décennies d'autre part. Enfin, ce travail est un pré-requis nécessaire à l'étude de l'impact possible du changement climatique sur les états de mer, développée dans la troisième partie du manuscrit.

La capacité des outils numériques et le développement des moyens d'observations (*in situ* ou par télédétection) ont permis d'amplifier la connaissance du climat des vagues des dernières décennies. Les variabilités saisonnière et interannuelle bien visibles aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord ont été mises en évidence par de nombreuses études à partir de simulations rétrospectives de vagues (Bertin *et al.*, 2013; Charles *et al.*, 2011; Dodet *et al.*, 2010; Sterl *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2012), d'observations *in situ* (Dupuis *et al.*, 2006), altimétriques (Woolf *et al.*, 2002; Zieger, 2010) ou visuelles (Gulev *et al.*, 2003). Certaines de ces études présentent également les corrélations existant entre les modes de téléconnexion et la variabilité interannuelle des paramètres d'états de mer; cependant cet aspect ne sera pas traité dans le manuscrit.

### 5.1 Climatologie moyenne des états de mer

La figure 5.1 introduit l'étude du climat moyen des vagues à l'échelle de l'Océan Atlantique sur la période complète 1979-2009 à partir des résultats de la base ANEMOC-2. Elle illustre les valeurs moyennes des paramètres hauteur significative  $H_{m0}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , direction moyenne de propagation  $\theta_{moy}$  et flux d'énergie moyen  $POW$ .

- Pour les quatre paramètres, une forte dépendance latitudinale est observée, ce qui est en accord avec les directions privilégiées des champs de vent (cf. chapitre 2). Les hauteurs de vagues les plus fortes, supérieures à 3.5 m en moyenne, sont présentes en milieu hauturier aux latitudes moyennes des hémisphères nord et sud. Elles correspondent à des périodes moyennes supérieures à 7 s et un flux d'énergie moyen supérieur à 80 kW/m. Dans les deux hémisphères, la direction de propagation dominante de ces états de mer est l'est. Les latitudes plus proches de l'équateur sont caractérisées par la présence de vagues de plus faible énergie (2.5 m en moyenne de hauteur significative, pour une période moyenne inférieure à 6 s et un flux d'énergie moyen inférieur à 30 kW/m) et dont la direction de propagation privilégiée est l'ouest.

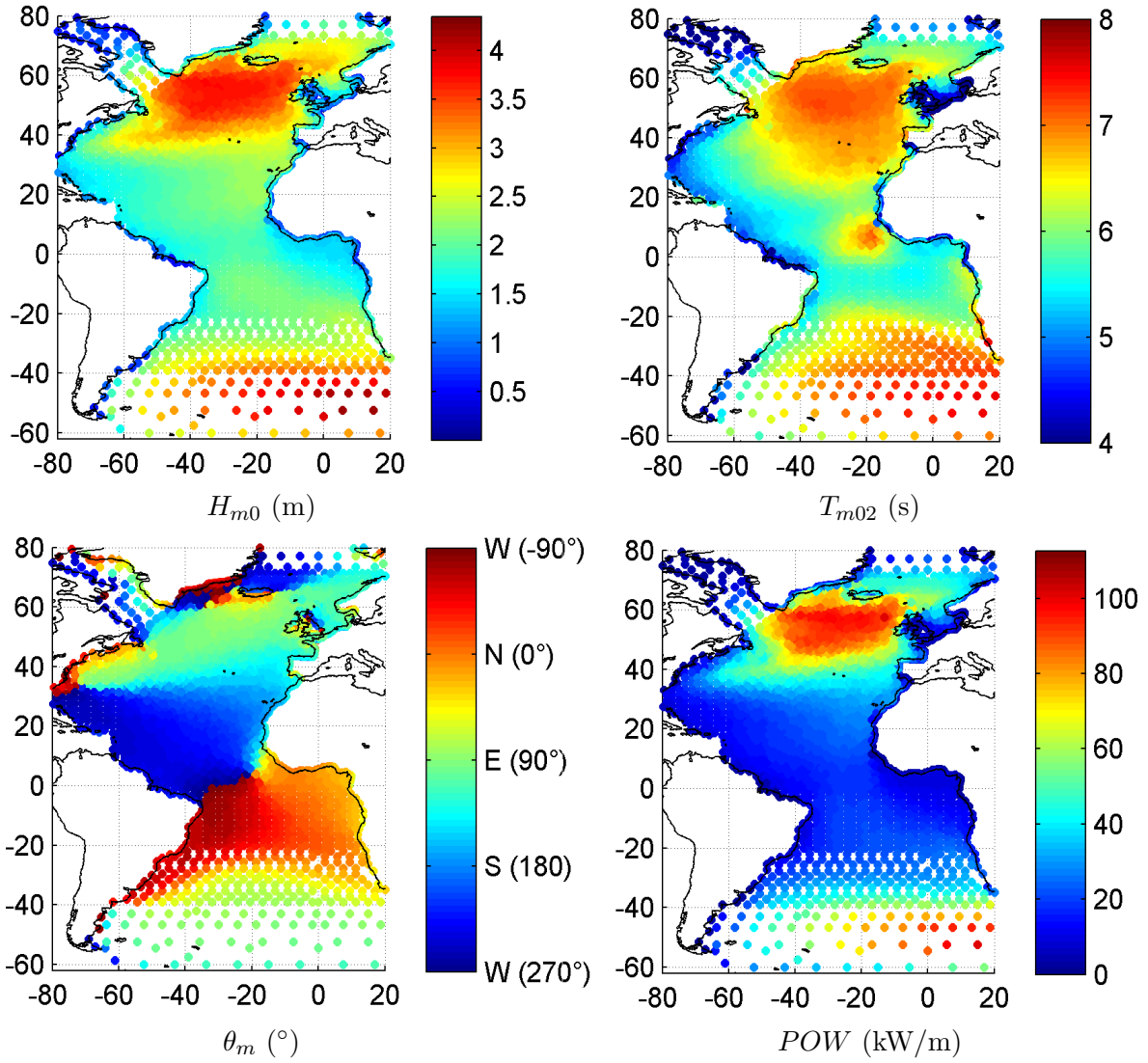


Figure 5.1: Climatologie moyenne des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) sur l’emprise du maillage océanique d’ANEMOC-2 de 1979 à 2009 inclus.

### 5.1.1 Variabilité saisonnière

Afin de concentrer l’analyse des états de mer sur le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord, les figures suivantes représentent un zoom des résultats sur la fenêtre spatiale de 14°W à 10°E et de 40°N à 60°N.

La séparation par saison des paramètres moyens et l’écart-type associé illustrés sur les figures 5.2 et 5.3 permettent une analyse plus fine et confirment la forte variabilité saisonnière présente aux latitudes moyennes de l’hémisphère nord.

- L’hiver, de décembre à février, présente les états de mer les plus forts en termes d’intensité et de variabilité, où la hauteur significative des vagues évolue de l’Atlantique nord-est (60°N;14°W) jusqu’en Manche, de 4.5 à 1 m avec un écart-type maximal de l’ordre de 2 m en Atlantique nord-est. A l’opposé, l’été, de juin à août, correspond à la saison où les valeurs moyennes et la variabilité des paramètres d’états de mer sont les plus faibles, avec une hauteur significative moyenne et une variabilité associée respectivement inférieures à 2 et 1 m. Le printemps (mars à mai) et l’automne (septembre à novembre) présentent des états de mer intermédiaires aux

saisons hiver et été. Cependant en terme d'intensité, et très légèrement en terme de variabilité, l'automne se caractérise par un état de mer moyen et une variabilité plus forts que le printemps dans les zones d'intérêt.

- Dans le Golfe de Gascogne, les variations spatiales de hauteur significative et des écarts-types correspondants présentent toutes saisons confondues un patron (i.e. une répartition spatiale) similaire : les valeurs les plus fortes proviennent de l'Atlantique nord-est, puis diminuent progressivement à l'approche de côtes du fait de divers processus dissipatifs. Les états de mer au nord de 50°N se propagent préférentiellement vers l'est alors que ceux au sud de 50°N se propagent vers le sud-est pour respectivement atteindre les côtes britanniques et les côtes aquitaines et ibériques. Soulignons également que la variabilité des directions moyennes suit une dépendance latitudinale : celle correspondant aux vagues du sud du domaine est inférieure à celle caractérisant les états de mer au nord du domaine. Enfin, les périodes moyennes et flux d'énergie moyens décroissent d'ouest en est à l'approche des côtes françaises.
- Dans la Mer du Nord, les états de mer sont, de manière générale et à l'exception de la variabilité de la direction moyenne, plus faibles que dans le Golfe de Gascogne. Notons que les patrons des hauteur significative, période moyenne et flux d'énergie moyen sont similaires pour les quatre saisons. Ainsi, l'intensité de ces trois paramètres diminue dès 60°N jusqu'aux côtes néerlandaises, les valeurs hivernales étant toujours plus marquées que les valeurs estivales. Dans les zones où la hauteur significative des vagues est la plus forte, la direction moyenne de propagation des vagues en Mer du Nord est le sud-est alors, qu'à l'approche des côtes britanniques, la direction moyenne des états de mer évolue du sud vers l'ouest sur une emprise d'autant plus grande au printemps et en été qu'en hiver et automne. L'écart-type de la direction moyenne est plus important en Mer du Nord (90°) que dans le Golfe de Gascogne (60 à 30°).
- La partie ouest de la Manche est particulièrement influencée par l'Océan Atlantique nord-est alors que la partie est correspond à une superposition des états de mer provenant de la Mer du Nord et de ceux ayant traversé la Manche.

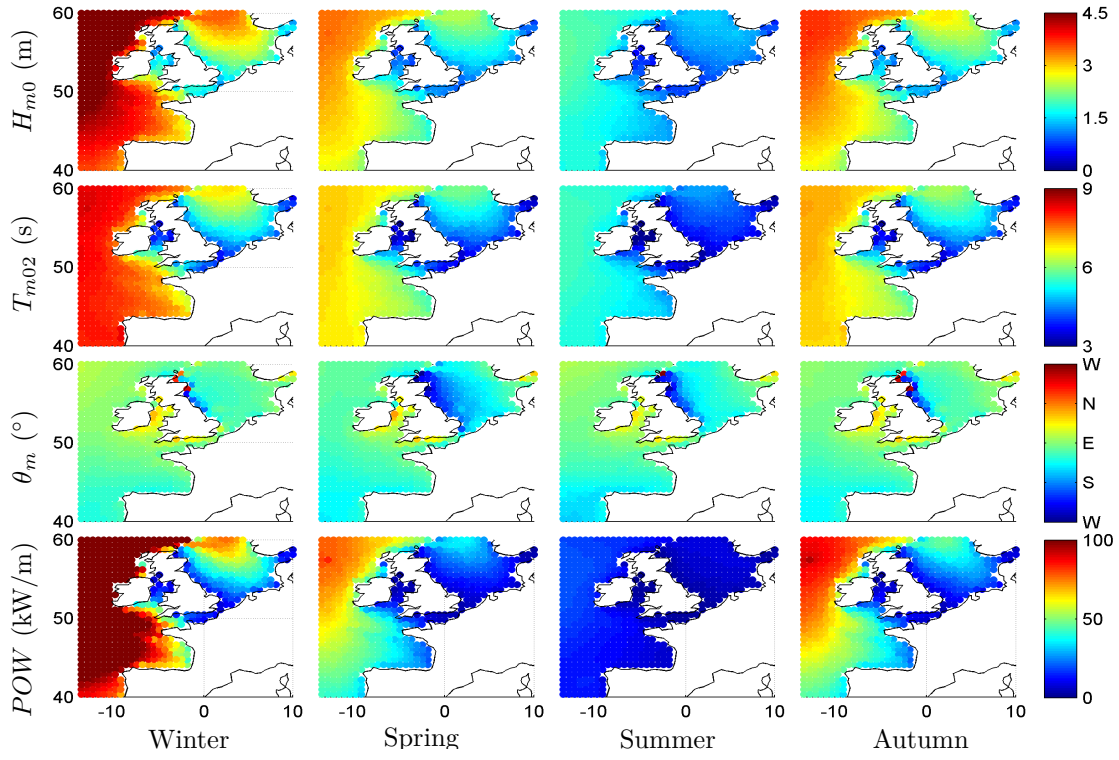


Figure 5.2: Climatologie moyenne saisonnière des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

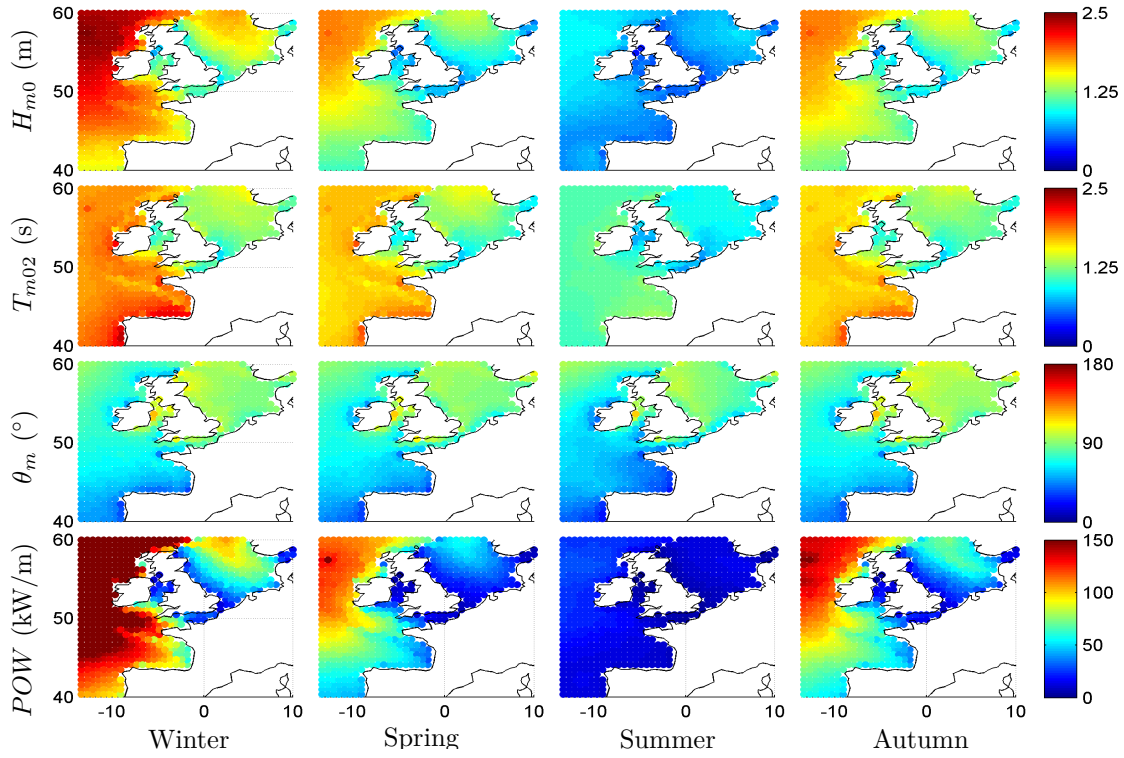


Figure 5.3: Ecart-types saisonniers des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

D'après les graphiques précédents, on observe que les états de mer les plus forts apparaissent en hiver. Pour illustrer l'évolution du climat de vagues moyen vers le climat de vagues extrême, la figure 5.4 présente les paramètres d'états de mer correspondant aux quantiles 50, 70, 95 et 99 des hauteurs significatives en hiver, c'est-à-dire que les hauteurs significatives notées  $H_{m0Qn}$  ( $n=50, 70, 95, 99$ ) associées aux quantiles 50, 70, 95 et 99 ont été calculées à partir de la distribution des  $H_{m0}$  au cours des hivers de la période 1979-2009 et sont illustrés sur la figure 5.4. Par ailleurs, les paramètres notés  $T_{m02Qn}$ ,  $\theta_{mQn}$  et  $POW_{Qn}$  correspondent aux moyennes des paramètres associés aux hauteurs significatives comprises entre  $H_{m0Qn}$  et  $H_{m0Qn+0.5}$ . A titre d'exemple,  $T_{m02Q70}$  est la période moyenne associée aux hauteurs significatives hivernales comprises entre  $H_{m0Q70}$  et  $H_{m0Q70.5}$ .

- Les états de mer hivernaux médians (correspondant au quantile 50) sont proches des états de mer moyens présentés sur la figure 5.2 et, à l'exception de leurs intensités, les patrons des quatre paramètres sont similaires pour les différents quantiles.
- Dans le Golfe de Gascogne, les plus fortes valeurs de hauteurs significatives, périodes moyennes et flux d'énergie moyens sont observées sur l'Atlantique nord-est et diminuent jusqu'à l'approche des côtes françaises. Ainsi, les hauteurs significatives évoluent de 8 à 4.5 m (respectivement 12 à 6.5 m) de l'Atlantique nord-est (60°N;14°W) jusqu'en Manche pour le quantile 95 (respectivement 99) et les périodes moyennes de 10 à 8 s (respectivement 12 à 9 s).
- De même que pour le climat moyen, les états de mer en Mer du Nord sont plus faibles qu'en Golfe de Gascogne pour le climat de vagues extrêmes. Les plus fortes valeurs se localisent en milieu hauturier et diminuent à l'approche des côtes britanniques et scandinaves. Enfin, seule la direction moyenne des vagues est sensiblement identique entre les différents quantiles sur les zones d'intérêt. On peut cependant noter, qu'à l'est des côtes britanniques, l'emprise des vagues se propageant vers l'ouest augmente pour les quantiles 95 et 99.

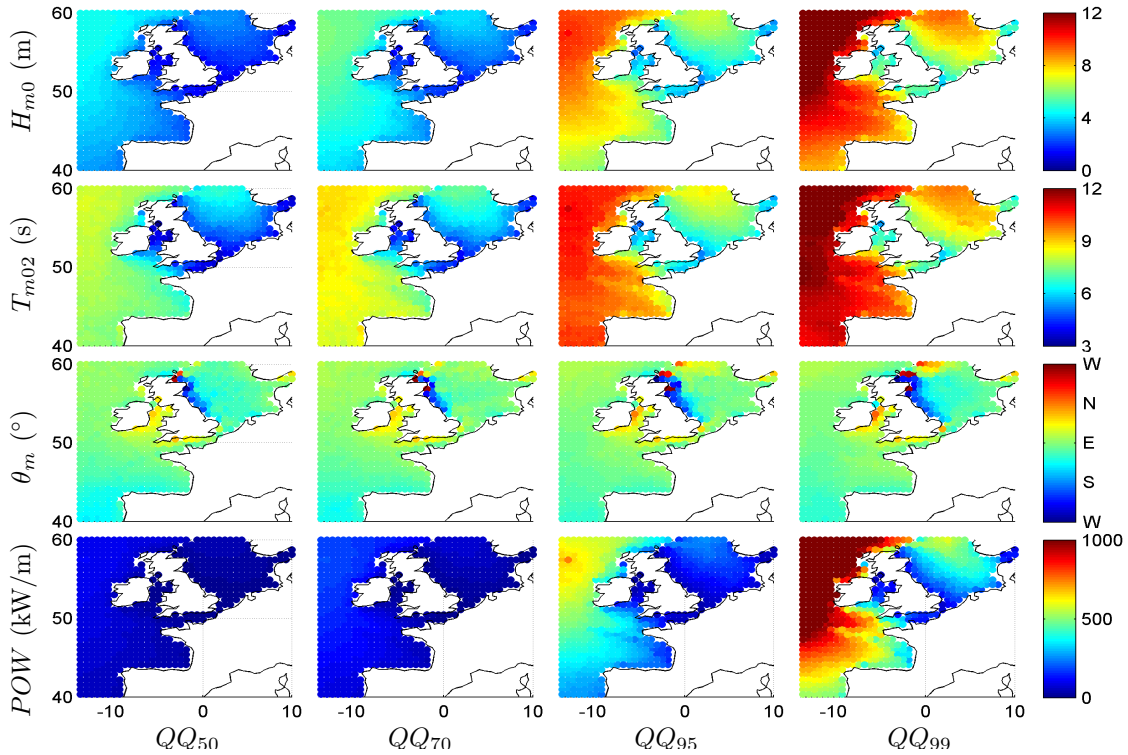


Figure 5.4: Climatologie moyenne et extrême des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) en hiver dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).



### 5.1.2 Variabilité interannuelle

En complément de la caractérisation de la variabilité saisonnière et du comportement des vagues de plus fortes hauteurs significatives mis en avant précédemment, nous examinons maintenant la variabilité interannuelle à laquelle le climat de vagues en Atlantique nord-est est soumis. Afin d'appréhender cette notion, les figures 5.5, 5.6 et 5.7 présentent l'évolution des moyennes annuelles des paramètres d'états de mer  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  en trois localisations : Golfe de Gascogne ( $5^\circ\text{W}$ ;  $45.2^\circ\text{N}$ ), Manche ( $4.10^\circ\text{W}$ ;  $50^\circ\text{N}$ ) et Mer du Nord ( $2.96^\circ\text{E}$ ;  $53,13^\circ\text{N}$ ) pour la période 1979-2009. Ces localisations sont respectivement représentées par les points A, B et C de la figure 5.8. De plus, ces trois figures présentent les évolutions des moyennes annuelles et moyennes glissantes sur dix ans des paramètres d'états de mer en été et en hiver, ce qui nous permettra d'estimer les tendances saisonnières d'états de mer dans la section suivante. Néanmoins, pour cette section, nous nous focalisons sur l'évolution de la moyenne annuelle présentée dans les figures par un trait noir continu.

- Aux trois points représentés, on voit nettement que les moyennes annuelles des paramètres varient sur la période étudiée. A titre d'exemple, en Manche et à la bouée Gascogne, les années 1982, 1994 et 1997 présentent des moyennes annuelles élevées de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  alors que les années 1987, 1996 ou 2005 correspondent à des moyennes annuelles faibles pour ces mêmes paramètres.
- En Mer du Nord, une variation des paramètres est également visible, mais les années de fortes ou faibles moyennes de paramètres d'états de mer ne coïncident pas avec les résultats en Golfe de Gascogne ou Manche. Ainsi, 1984 et 2003 présentent de faibles moyennes pour les trois paramètres alors que 1981, 1986, 1998 et 2000 correspondent à de fortes moyennes annuelles.
- Les moyennes annuelles des directions  $\theta_m$  sont également sujettes à la variabilité interannuelle. En première approximation, les états de mer moyens de fortes valeurs de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  semblent s'orienter davantage vers le nord par rapport à leur direction moyenne de propagation des vagues sur 31 ans. De même, les états de mer caractérisés par de faibles valeurs de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  semblent s'orienter davantage vers le sud par rapport à leur direction moyenne de propagation sur 31 ans.

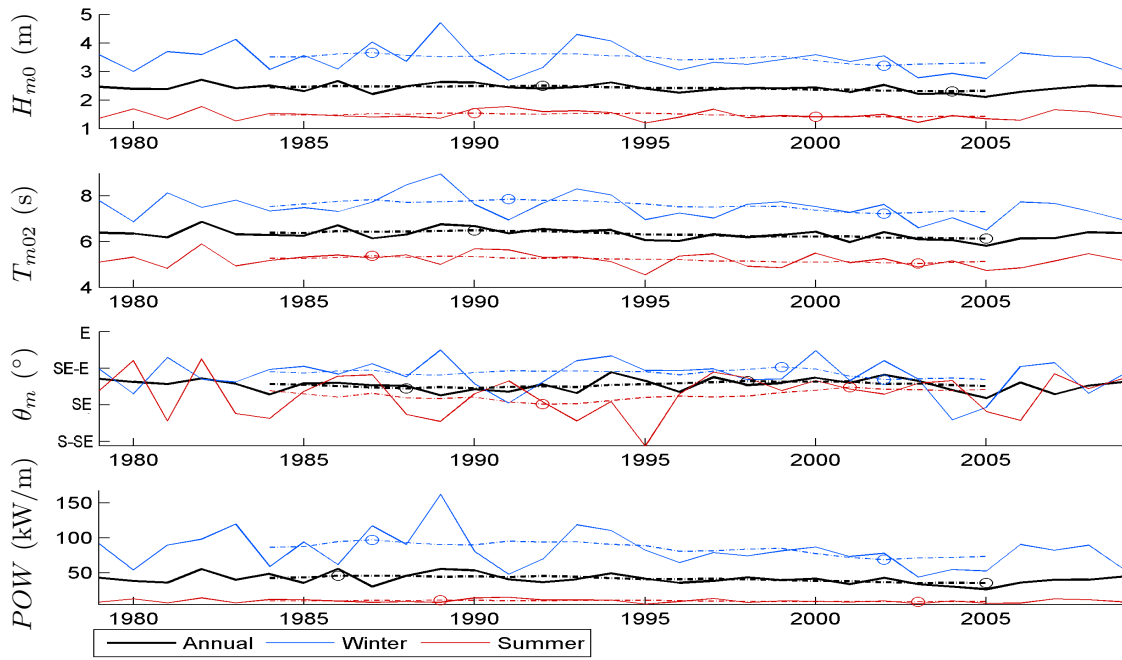


Figure 5.5: Moyennes saisonnières (été en rouge ; hiver en bleu), annuelles (trait noir continu) et moyennes glissantes sur dix ans (traits en pointillés) des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) à la bouée Gascogne (Point A :  $5^\circ\text{W};45.2^\circ\text{N}$ ) où les cercles correspondent aux minima et maxima des moyennes glissantes hivernales, estivales et annuelles. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

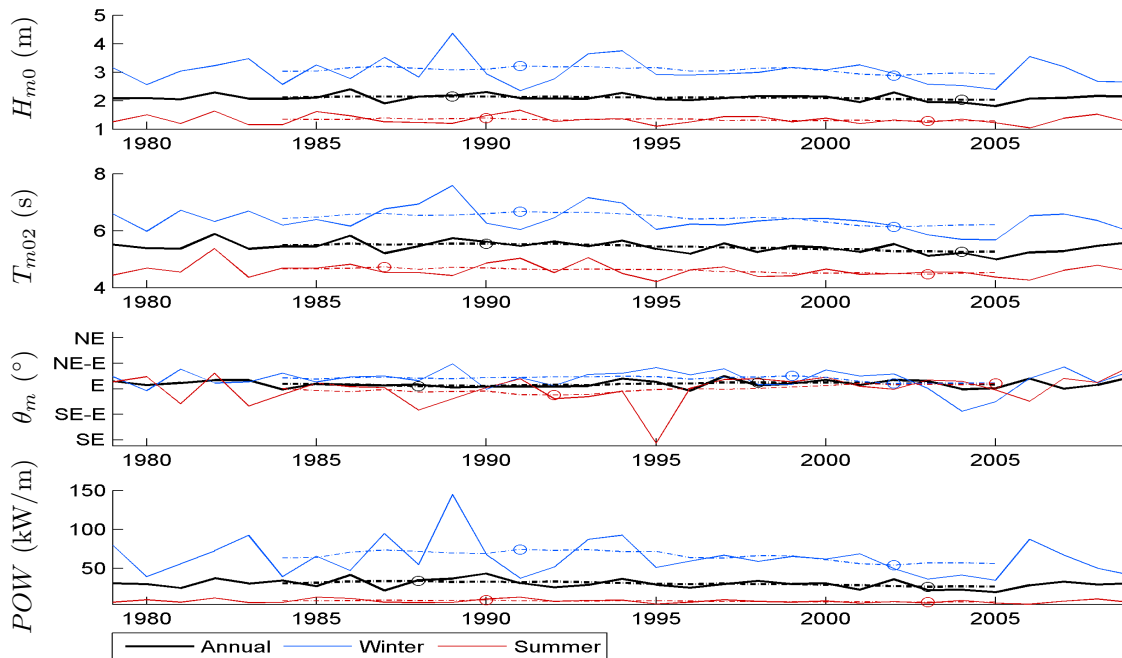


Figure 5.6: Moyennes saisonnières (été en rouge ; hiver en bleu), annuelles (trait noir continu) et moyennes glissantes sur dix ans (traits en pointillés) des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) en Manche (Point B :  $4.10^\circ\text{W};50^\circ\text{N}$ ) où les cercles correspondent aux minima et maxima des moyennes glissantes hivernales, estivales et annuelles. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

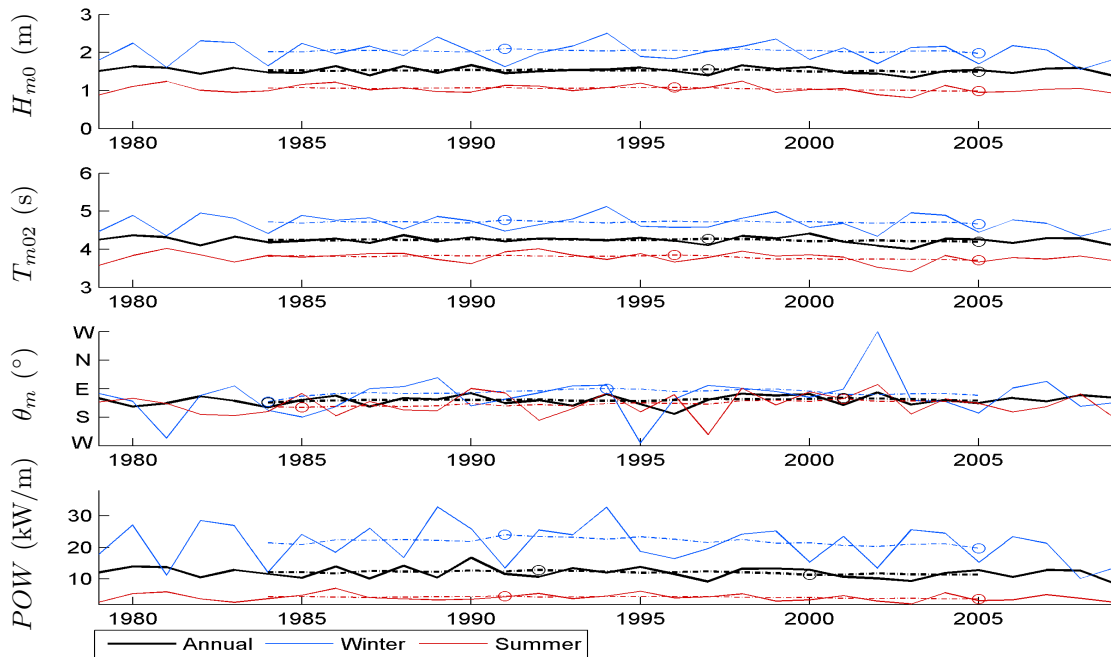


Figure 5.7: Moyennes saisonnières (été en rouge ; hiver en bleu), annuelles (trait noir continu) et moyennes glissantes sur dix ans (traits en pointillés) des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) en Mer du Nord (Point C:  $2.96^\circ\text{E}; 53.13^\circ\text{N}$ ) où les cercles correspondent aux minima et maxima des moyennes glissantes hivernales, estivales et annuelles. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

Afin de caractériser spatialement la variabilité interannuelle des vagues pour les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$ , nous calculons en tous points du domaine océanique l'écart-type des moyennes annuelles des quatre paramètres (Figure 5.8).

- Pour  $H_{m0}$ , l'écart-type des moyennes annuelles le plus fort est localisé au nord-est du Royaume-Uni, i.e. au nord de  $50^\circ\text{N}$  et à l'ouest de  $10^\circ\text{W}$ , puis diminue progressivement à l'approche des côtes continentales où l'écart-type des moyennes annuelles est légèrement plus fort dans le Golfe de Gascogne, qu'en Mer du Nord, puis en Manche. La répartition spatiale de l'intensité de l'écart-type des moyennes annuelles de  $H_{m0}$  est fortement corrélée avec la répartition des moyennes saisonnières de  $H_{m0}$  (Figure 5.2) et la répartition des écarts-types saisonniers associés (Figure 5.3). Ainsi, en un point du domaine considéré, plus une moyenne de  $H_{m0}$  est élevée et associée à un écart-type important, plus la variabilité interannuelle est susceptible d'être importante.
- Une analyse similaire des  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  permet d'aboutir à une conclusion équivalente. En effet, la variabilité interannuelle de  $T_{m02}$  particulièrement élevée dans le Golfe de Gascogne à l'approche des côtes espagnoles, irlandaises et de la pointe bretonne peut être reliée aux valeurs d'écart-type saisonnier élevées associées à une forte moyenne saisonnière de  $T_{m02}$  en ces mêmes zones. En terme de  $\theta_m$ , la variabilité interannuelle est relativement faible sur l'ensemble du domaine considéré à l'exception de la pointe nord-est de l'Ecosse, zone charnière entre l'Océan Atlantique et la Mer du Nord. Enfin, le paramètre  $POW$  suit une répartition spatiale de la variabilité interannuelle proche de celle de  $H_{m0}$ . En effet, la variabilité la plus forte de  $POW$  a lieu au nord-ouest du domaine, puis diminue à l'approche des côtes, en accord avec la répartition spatiale des moyennes et écarts-types saisonniers de  $POW$ .

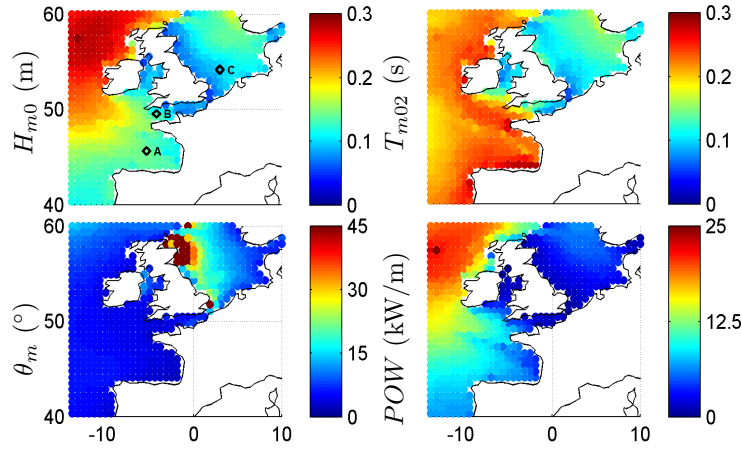


Figure 5.8: Variabilité interannuelle (écart-type des moyennes annuelles) des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009). Localisation des nœuds A (5°W;45.2°N), B (4.10°W;50°N) et C (2.96°E;53.13°N) pour lesquels une analyse locale de l'évolution des états de mer est présentée.

## 5.2 Evolution du climat de vagues sur la période 1979-2009

En complément de la caractérisation des états de mer de la base ANEMOC-2 sur la période 1979-2009 et dans l'optique d'estimer l'impact du changement climatique sur les vagues en Atlantique nord-est, il est intéressant de détecter les éventuelles tendances des vagues sur les trois dernières décennies. Bien qu'un travail similaire ait déjà été réalisé par d'autres auteurs à partir d'atlas numériques de vagues, d'observations *in situ*, altimétriques ou visuelles, il n'a pas encore été accompli avec la résolution spatiale variant de 0.5 à 0.01° à la fois dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord pour les états de mer horaires. De ce fait, l'exploitation d'ANEMOC-2 Océanique peut répondre à ce besoin.

Dodet *et al.* (2010) et Charles *et al.* (2011) présentent une approche saisonnière des tendances d'évolution des paramètres d'états de mer dans le Golfe de Gascogne à partir de modèles de descente d'échelle dynamique respectivement construits à partir des bases NCEP et ERA-40. Selon Dodet *et al.* (2010), au large du Golfe de Gascogne (12.5°W; 45.01°N), la hauteur significative moyenne des vagues s'intensifie respectivement de 0.19 cm/an et 0.16 cm/an en hiver et été sur la période 1953-2009. Les périodes de pic associées augmentent respectivement en hiver et en été de 0.0051 s/an et 0.0034 s/an et enfin les directions moyennes des états de mer se déplacent vers le sud de 0.0581°/an et 0.0018°/an. Bien que ces résultats ne soient pas confrontés à un test statistique tel que celui de Student (1908), Charles *et al.* (2011) confirment les tendances pour les hauteurs significatives estivales (statistiquement significatives à 95% selon le test Student) sur la période 1966-2001, avec une augmentation maximum à la bouée Gascogne de 0.54 cm/an sur la période 1970-2001. En complément, Charles *et al.* (2011) soulignent que les périodes moyennes de vagues estivales et hivernales augmentent significativement de 0.009 s/an de 1966 à 2001 et de 0.018 s/an de 1963 à 2001 alors que la période moyenne automnale décroît significativement de -0.03 s/an de 1978 à 2001. Enfin, pour la climatologie moyenne des états de mer dans le Golfe de Gascogne, les directions moyennes ne présentent pas de tendances significatives au cours de la période 1958-2001.

En terme de climatologie extrême, Wang *et al.* (2012) identifient les tendances d'évolution de la hauteur significative maximale en Atlantique nord sur la période 1871-2010 à partir d'une descente d'échelle statistique de la réanalyse 20<sup>th</sup> Century. Dans le Golfe de Gascogne, la hauteur significative maximum annuelle augmente sur les périodes 1958-2001 et 1871-2010 de respectivement de 1.5 à 2 cm/an et de 1 à 1.5 cm/an. Bien que ces tendances ne vérifient pas le test de significativité

de Student à 95%, elles suggèrent une accélération de l'augmentation de hauteur significative maximale sur la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Zieger (2010) confirme cette tendance par l'étude des observations altimétriques des hauteurs significatives entre 1985 et 2008 où celles correspondant au quantile 99 augmentent de façon statistiquement significative de 4 à 5 cm/an. Enfin, Charles *et al.* (2011) montrent que la hauteur de vagues estivale correspondant au quantile 95 augmente de l'ordre de 1 à 2 cm/an entre 1970 et 2001 le long du littoral Atlantique français et que les directions printanières associées aux hauteurs significatives de vagues supérieures au quantile 90 se déplacent significativement vers le nord de 0.3°/an entre 1958 et 2001 avec une diminution significative de période moyenne de -0.047 s/an de 1976 à 2001.

En Mer du Nord, Wang *et al.* (2012) mettent en évidence une augmentation des hauteurs significatives moyennes variant de 0.30 à 0.60 cm/an sur la période 1958-2001, ce qui contraste avec les résultats de Zieger (2010) observant une décroissance des hauteurs de vagues significatives dans la même zone de 0 à -1 cm/an sur la période 1985-2008. Cependant parmi ces différents résultats, seule la croissance la plus forte identifiée par Wang *et al.* (2012) de 0.60 cm/an localisée au nord du bassin de la Mer du Nord vérifie le test de Student à 95%.

Ainsi, les travaux présentés dans ce chapitre ont pour but d'éclaircir les tendances dégagées et de préciser leur validité sur la période 1979-2009. Pour ce faire, l'étude des tendances saisonnières est réalisée à partir des résultats d'ANEMOC-2 à l'échelle locale dans un premier temps, puis à l'échelle régionale où le test de Mann-Kendall (Kendall, 1955; Mann, 1945) est appliqué en tous les points du domaine afin d'estimer la significativité des résultats. Ce test non-paramétrique évalue la tendance des paramètres d'états de mer par rapport à leur variabilité ; il a notamment été mis en application par Wang et Swail (2001) dans l'estimation des tendances des hauteurs de vagues extrêmes dans l'hémisphère nord.

### 5.2.1 Etude locale des tendances saisonnières

Une analyse de l'évolution des états de mer a été réalisée en trois points localisés respectivement dans le Golfe de Gascogne à la bouée Gascogne (point A : 5°W; 45.2°N), en Manche (point B : 4.10°W; 50°N) et en Mer du Nord (point C : 2.96°E; 53.13°N). La localisation des points est visualisée sur la figure 5.8. Les évolutions des moyennes saisonnières de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sont présentées entre 1979 et 2009 sur les figures 5.9, 5.10 et 5.11 pour ces trois points.

- Aux trois localisations, et à l'exception de quelques années isolées (1981 et 2008 en Mer du Nord), les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  les plus forts se produisent en hiver et les plus faibles en été. Ainsi, les moyennes automnales et printanières sont caractérisées par des  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  d'intensités intermédiaires. On observe également des variations pour  $\theta_m$ , mais moins marquées : en hiver (respectivement en été), les vagues se propagent davantage vers le nord (respectivement vers le sud) par rapport à leur direction moyenne annuelle.
- La visualisation des moyennes saisonnières pour la période 1979-2009 met en avant la variabilité interannuelle des états de mer, mais ne permet pas aisément de détecter une tendance. Les moyennes glissantes décennales correspondant aux étés, hivers et années complètes sont représentées en pointillés sur les figures 5.5, 5.6, 5.7 où les moyennes estivales, hivernales et annuelles des paramètres d'états de mer sont rappelées en trait continu. Enfin, des cercles marquent les valeurs minimales et maximales des différentes moyennes glissantes. Bien que non présenté dans le manuscrit, l'exercice a également été réalisé pour les saisons d'automne et de printemps.
- Ainsi, en première approche d'estimation de tendances sur la période 1979-2009, et indépendamment du nombre d'années séparant les valeurs minimales et maximales des moyennes glissantes, ces graphiques montrent que les  $H_{m0}$  et  $POW$  diminuent aux trois points considérés pour les quatre saisons à l'exception de l'automne en Mer du Nord. De même et sans

exception,  $T_{m02}$  diminue aux trois localisations. Enfin,  $\theta_m$  semble s'orienter davantage vers le nord en Mer du Nord alors qu'en Manche et dans le Golfe de Gascogne,  $\theta_m$  s'oriente davantage vers le sud en hiver et en automne, et davantage vers le nord au printemps et en été.

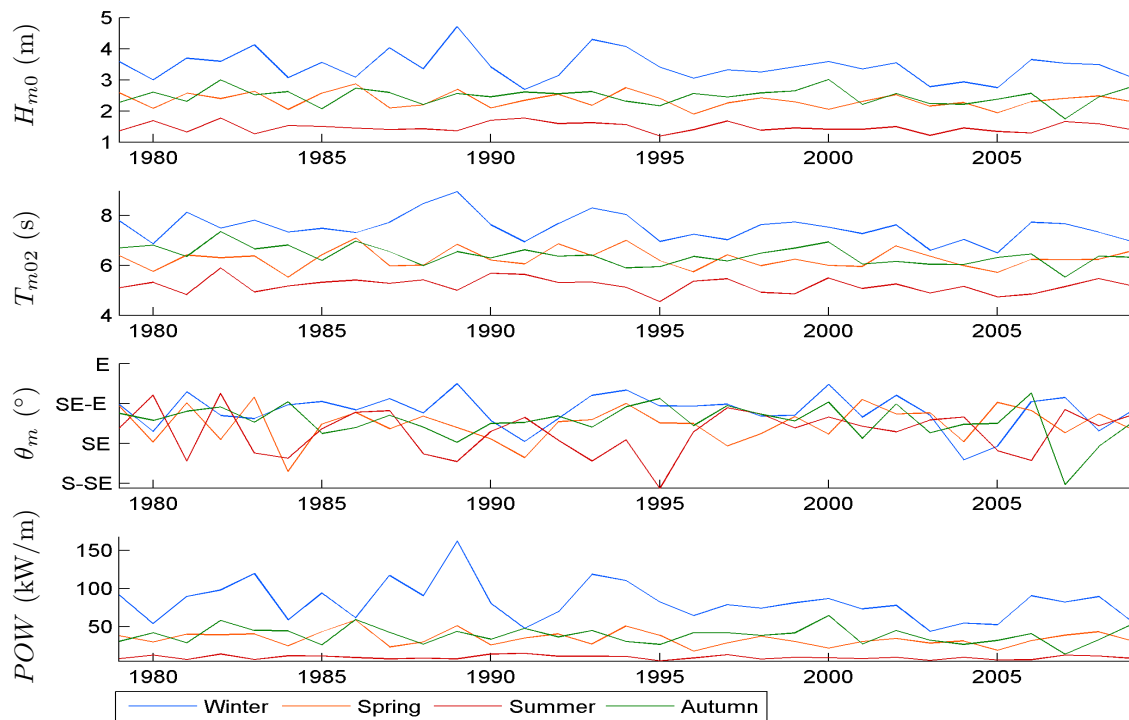


Figure 5.9: Moyennes saisonnières des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) à la bouée Gascogne (Point A : 5°W;45.2°N). Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

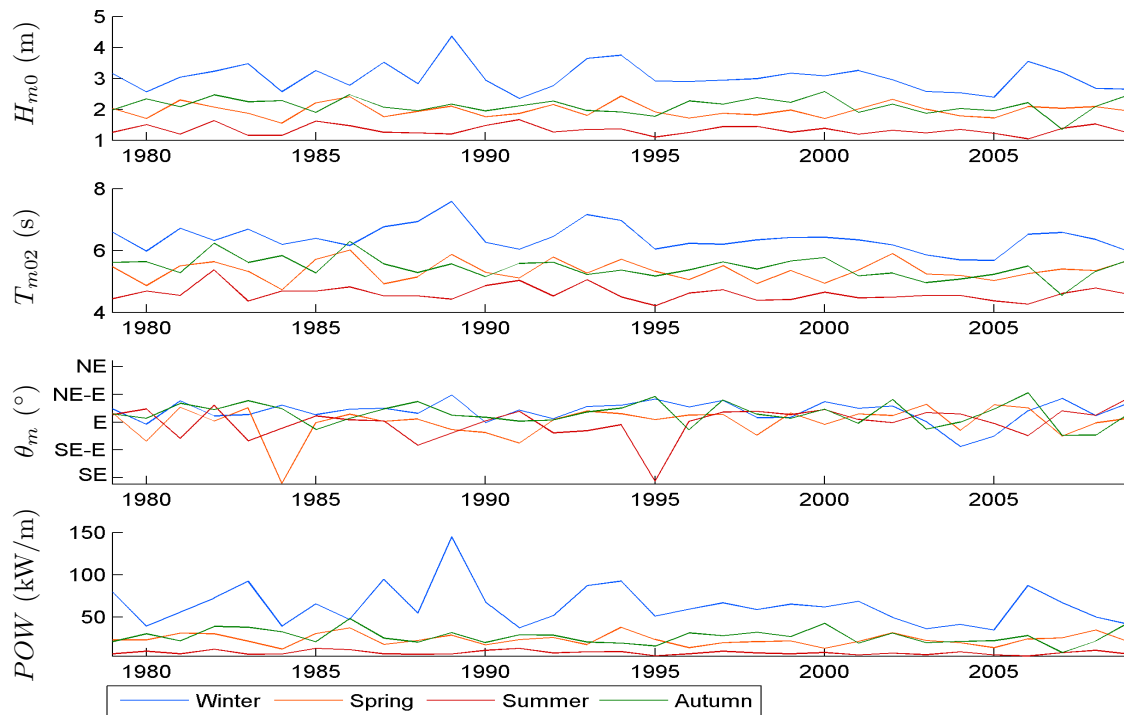


Figure 5.10: Moyennes saisonnières des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) en Manche (Point B : 4.10°W;50°N). Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

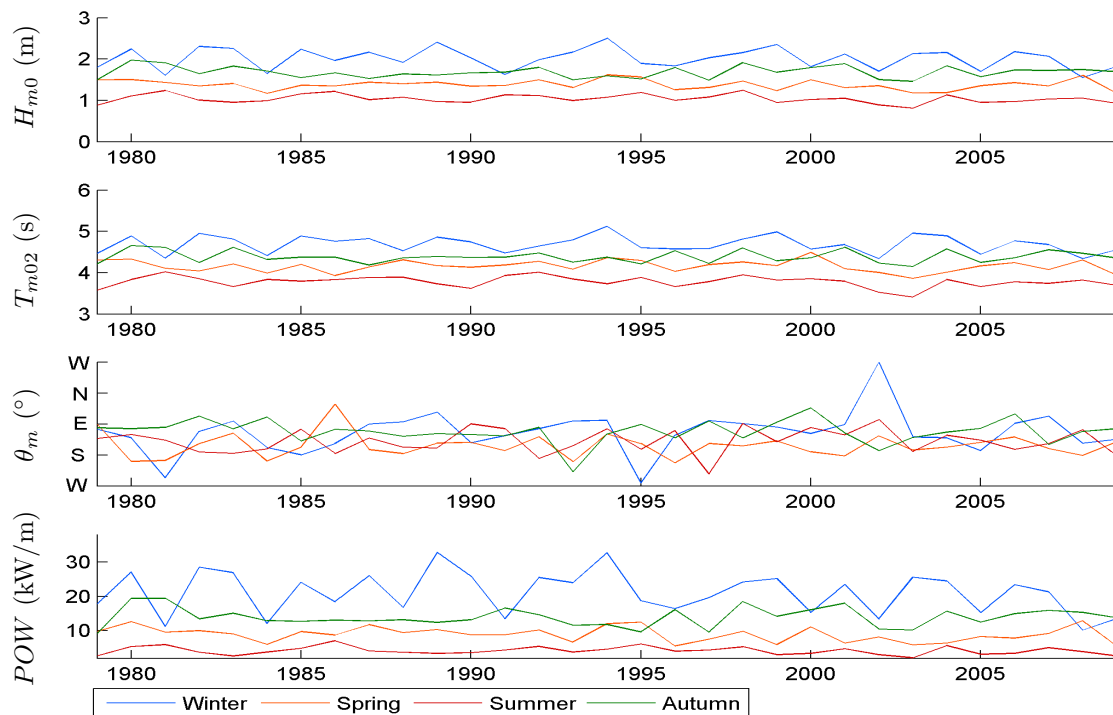


Figure 5.11: Moyennes saisonnières des états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) en Mer du Nord (Point C : 2.96°E;53.13°N). Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

### 5.2.2 Etude régionale des tendances saisonnières

En second lieu, la détection des tendances d'évolution des paramètres d'états de mer est réalisée sur les domaines Golfe de Gascogne, Mer du Nord et Manche sur la période 1979-2009. L'hypothèse d'une évolution linéaire en temps de trois caractéristiques est étudiée et soumise au test de tendance non-paramétrique Mann-Kendall : évolution des moyennes saisonnières, des écarts-types saisonniers et des paramètres d'états de mer correspondant aux forts états de mer.

La figure 5.12 présente les tendances linéaires des paramètres moyens saisonniers  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sur la période 1979-2009. Les zones où des points apparaissent en surimpression correspondent aux zones où les tendances sont significatives au sens du test de Mann-Kendall.

- Dans le Golfe de Gascogne, les tendances linéaires des moyennes annuelles de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  sont négatives toutes saisons confondues. Cependant, seules certaines zones du domaine se caractérisent par une diminution significative des paramètres d'états de mer au cours des trois dernières décennies pour des saisons particulières. Citons par exemple, les décroissances de  $H_{m0}$  et  $POW$  au printemps et en été au large des côtes ibériques ou encore la décroissance de  $T_{m02}$  en automne sur une large emprise du Golfe de Gascogne et en été au nord-ouest du Royaume-Uni. Par ailleurs, la tendance linéaire des moyennes annuelles de  $\theta_m$  s'oriente dans le sens des aiguilles d'une montre en hiver et automne (tendances non significatives) alors qu'elle s'oriente en sens inverse au printemps et en été avec une tendance significative à l'ouest de l'Irlande au printemps, et au nord de l'Espagne en été. Enfin, à la bouée Gascogne, la décroissance la plus forte de  $H_{m0}$  est visible en hiver avec une diminution de -1.11 cm/an, la décroissance la plus forte de  $T_{m02}$  a lieu en automne avec -0.021 s/an (résultat significatif) et est accompagnée du changement le plus fort de  $\theta_m$  avec une rotation (non-significative) de 0.25°/an dans le sens des aiguilles d'une montre.
- En Mer du Nord, la décroissance des moyennes annuelles de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  est présente sur une large emprise du bassin toutes saisons confondues. Seule la côte est du Royaume-Uni se caractérise par des tendances d'évolution nulles ou légèrement positives en été et en automne. A nouveau, peu de résultats sont significatifs et principalement localisés au sud de la Scandinavie pour  $H_{m0}$  et  $POW$  au printemps et en été et pour  $T_{m02}$  en été. D'autre part, l'évolution de  $\theta_m$  suit un comportement homogène en Mer du Nord (à l'exception de la côte est britannique) où  $\theta_m$  tend à s'orienter vers le nord en hiver, printemps et été, et vers le sud en automne. Cependant, aucune évolution n'est significative au sens du test de Mann-Kendall. Enfin, au point C précédemment traité (2.96°E; 53.13°N),  $H_{m0}$  décroît de l'ordre de -0.30 à -0.27 cm/an et  $T_{m02}$  diminue de -0.022 à -0.036 s/an pour les saisons hiver, printemps et été.
- En Manche, le comportement des états de mer au cours des trois dernières décennies est plus contrasté et ne présente pas de résultat statistiquement significatif. Dans la partie ouest de la Manche,  $H_{m0}$  augmente en hiver et en automne alors qu'une augmentation de  $T_{m02}$  est visible pour les saisons de printemps et automne. Enfin la direction  $\theta_m$  tend à s'orienter vers le nord au printemps et en été, comme pour le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord.

En complément, la figure 5.13 analyse les tendances linéaires des écarts-types annuels saisonniers de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sur la période 1979-2009. A nouveau, les zones où des points apparaissent en surimpression correspondent aux zones où les tendances sont significatives au sens du test de Mann-Kendall.

- Dans le Golfe de Gascogne, la variabilité de  $H_{m0}$  et  $POW$  diminue de manière non significative en hiver, printemps et automne. En été, elle augmente légèrement au nord du domaine étudié et à l'approche du bassin aquitain pour  $H_{m0}$ . La variabilité de  $T_{m02}$  diminue de manière significative en certaines zones du Golfe de Gascogne au printemps, à l'ouest de 8°W, et en



été et automne à l'approche des côtes espagnoles. En terme de  $\theta_m$ , la variabilité augmente sur une grande emprise du Golfe de Gascogne toutes saisons confondues et de manière significative en hiver du sud de l'Irlande à la pointe bretonne. Notons également qu'une diminution de la variabilité de  $\theta_m$  est significative en automne près des côtes portugaises.

- En Mer du Nord, seules les saisons de printemps et été se caractérisent par une évolution significative de la variabilité des états de mer. La variabilité de  $H_{m0}$  et  $POW$  tend à diminuer au printemps au centre du bassin de la Mer du Nord alors que celles de  $\theta_m$  et  $POW$  diminuent localement en été.

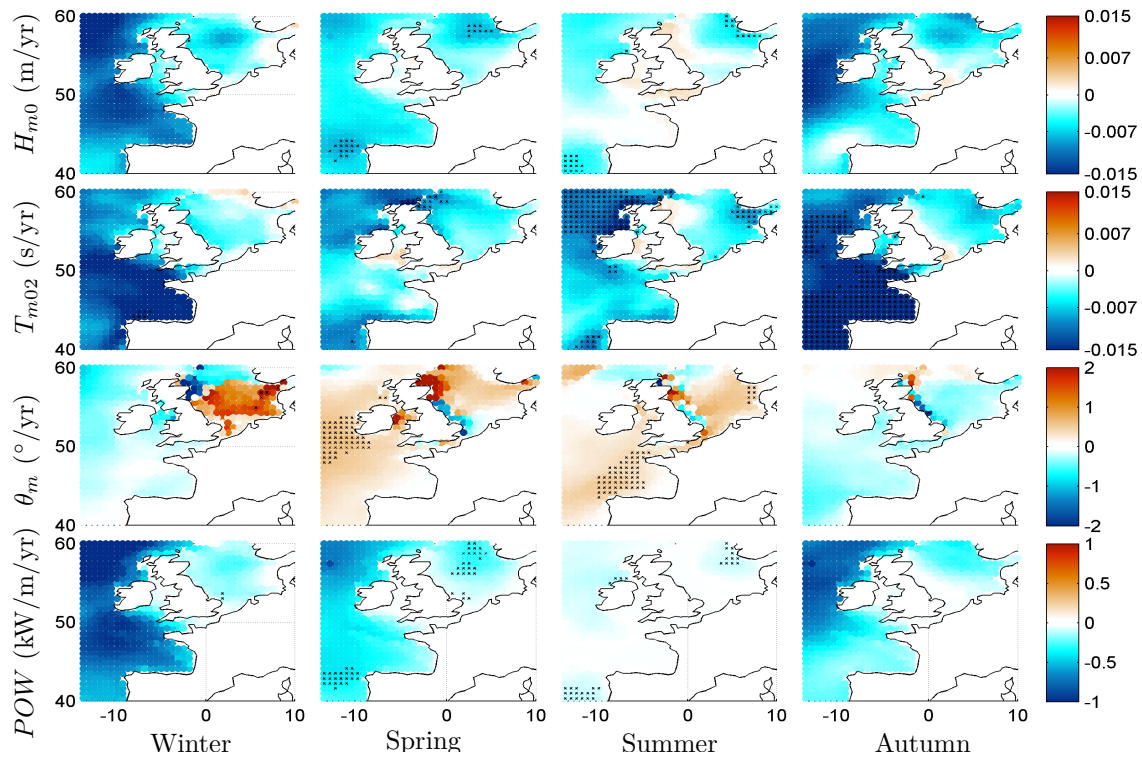


Figure 5.12: Tendances saisonnières des moyennes des paramètres d'états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) sur la période 1979-2009. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

Enfin, la figure 5.14 présente l'évolution des états de mer en terme d'extrêmes pour les hivers de la période 1979-2009. Nous nous intéressons en particulier à l'évolution des paramètres de vagues associés aux hauteurs significatives supérieures au quantile 95. C'est-à-dire que les tendances ont été calculées à partir des moyennes hivernales des paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  associés aux  $H_{m0}$  supérieures ou égales au quantile 95. Les zones où les points apparaissent en surimpression correspondent aux zones où les tendances sont significatives au sens du test de Mann-Kendall.

- Dans le Golfe de Gascogne, l'évolution des  $H_{m0}$  supérieures au quantile 95 diminue significativement de l'ordre de -0.04 m/an dans le bassin aquitain. De même, les  $T_{m02}$  et  $POW$  associés aux fortes houles diminuent significativement près de côtes françaises de l'ordre de -0.02 s/an et -4 kW/m/an respectivement. Les directions  $\theta_m$  associées s'orientent très légèrement vers le nord le long du littoral français alors qu'elles s'orientent vers le sud au nord-ouest du Royaume-Uni.
- En Mer du Nord, la diminution de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  des vagues extrêmes est présente sur l'ensemble du bassin, à l'exception d'une zone au nord de 58°N. Par ailleurs, l'évolution des  $\theta_m$  associées montre une orientation vers le nord au cours de la période 1979-2009.

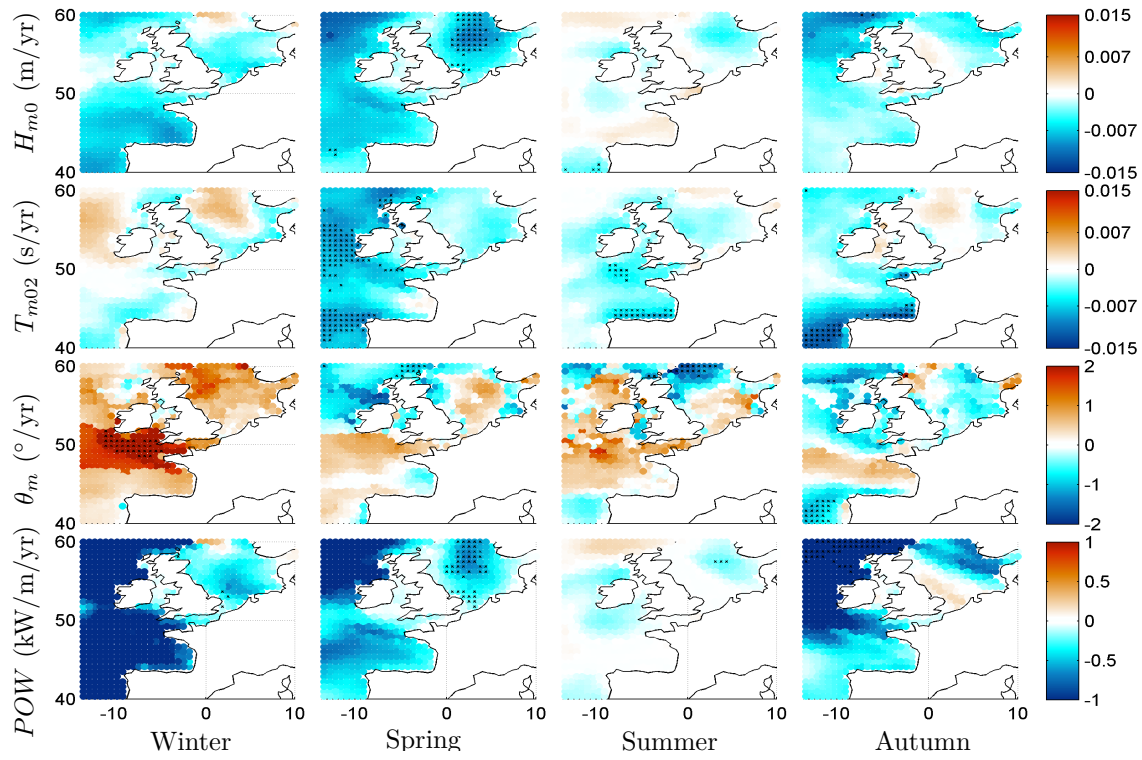


Figure 5.13: Tendances saisonnières des écarts-types des paramètres d'états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) sur la période 1979-2009. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

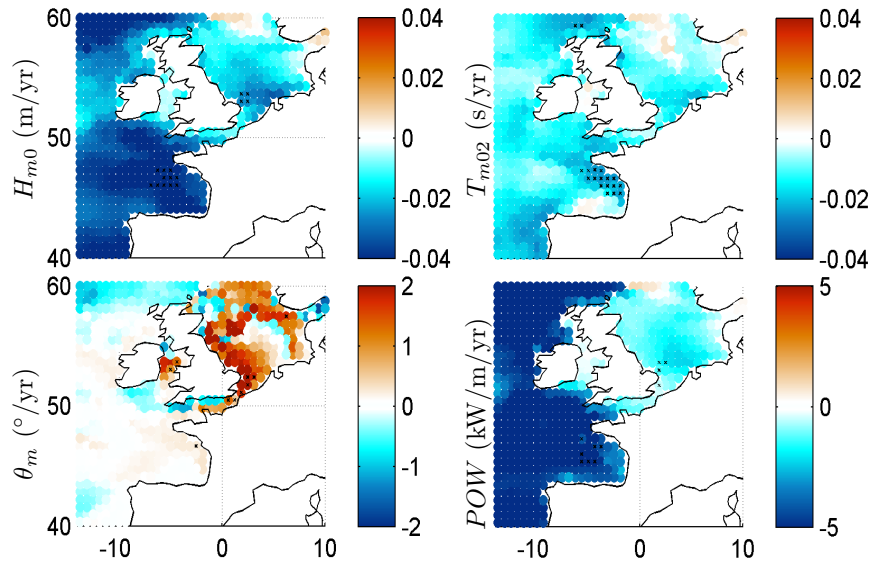


Figure 5.14: Tendances hivernales des paramètres d'états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) correspondant aux  $H_{m0}$  supérieures au quantile 95 sur la période 1979-2009. Résultats extraits d'ANEMOC-2 (1979-2009).

### 5.3 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons caractérisé les états de mer en Atlantique nord-est en termes de climatologie moyenne, variabilités saisonnière et interannuelle, et nous avons dégagé les tendances d'évolution de ces paramètres sur la période 1979-2009 à partir de l'atlas ANEMOC-2.

Charles *et al.* (2011) présentent des résultats similaires dans le Golfe de Gascogne par une approche originale consistant à étudier les tendances sur des périodes temporelles de différentes longueurs. Un tel travail n'a pas été réalisé à partir d'ANEMOC-2 car les 31 années disponibles sont nécessaires à la définition d'une climatologie des états de mer. De ce fait, les résultats de tendances d'évolution des états de mer identifiées sur la période 1979-2009 contrastent avec les résultats bibliographiques cités dans la section 5.2, obtenus à partir de jeux de données différents et de périodes temporelles différentes. Par exemple, Dodet *et al.* (2010) et Bertin *et al.* (2013) estiment les tendances d'états de mer à partir de simulations rétrospectives d'états de mer de près de 60 et 110 ans (périodes 2 à 3 fois plus longues qu'ANEMOC-2); en conséquence, les résultats décrits dans ce chapitre ne peuvent y être comparés. Ensuite, les résultats d'évolution des paramètres moyens proposés par Charles *et al.* (2011) diffèrent de ceux présentés ici à l'exception d'une diminution significative de la période moyenne des vagues en automne sur la période 1978-2001. Néanmoins, les diminutions de hauteurs significatives de vagues mises en avant en Atlantique nord-est coïncident avec les résultats proposés par Zieger (2010), qui estime une diminution non significative de hauteur de vagues de 0 à -1 cm/an en Golfe de Gascogne à partir d'observations altimétriques entre 1985 et 2008.

Les tendances d'évolution des tendances des paramètres moyens et extrêmes des états de mer ainsi que leur variabilité sont fortement liées aux modes de téléconnexion atmosphérique et régimes de temps (Charles *et al.*, 2011; Dodet *et al.*, 2010; Izaguirre *et al.*, 2010; Le Cozannet *et al.*, 2011). De ce fait, il est intéressant de mettre en regard les résultats de tendance établis sur la période 1979-2009 par rapport à la variabilité interannuelle du climat de vagues et par rapport aux occurrences des modes de téléconnexion. En première approche, le test statistique de Mann-Kandell a été appliqué afin d'évaluer les tendances statistiquement significatives se dégageant de la variabilité interannuelle des paramètres d'états de mer. Dans un second temps, il serait intéressant d'appliquer une méthode similaire à Bertin *et al.* (2013). En effet, ceux-ci interprètent la variabilité de hauteur significative comme la superposition d'une tendance de long terme (augmentation de hauteur significative de 0.005 à 0.001 m/an sur la période 1900 à 2008) et de l'influence du mode de téléconnexion de l'Oscillation Atlantique Nord (NAO). Cette hypothèse est corroborée par l'Analyse en Composantes Principales de la moyenne annuelle des hauteurs significatives. Le premier mode correspondant à 74% de la variance totale est corrélé avec les variations spatiales et temporelles d'augmentation de hauteurs significatives sur l'Atlantique nord. De même, le second mode de l'ACP expliquant 9% de la variance des séries temporelles de hauteur significative est corrélé avec les variations de l'indice NAO ( $R^2 = 0.73$ ).





## Partie III

# Projection du climat futur des états de mer à l'horizon 2100



## Chapitre 6

# Descente d'échelle dynamique des états de mer

La descente d'échelle dynamique à partir du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT de Météo-France (Salas-Mélia *et al.*, 2005) est la première approche de projection d'états de mer appliquée dans le cadre de la thèse. La première partie de ce chapitre décrit les hypothèses admises pour l'étude dynamique de l'impact potentiel du changement climatique sur les états de mer en Atlantique nord-est. En complément, la seconde partie compare les forçages atmosphériques et résultats d'états de mer issus des réanalyses CFSR (Saha *et al.*, 2010) et du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT sur leur période commune 1979-2000. Soulignons enfin, que les résultats des projections d'états de mer futurs sont analysés en détail dans le chapitre 9.

### 6.1 Simulations spectrales d'états de mer

#### 6.1.1 Hypothèses du modèle de descente d'échelle dynamique

La projection future des états de mer par descente d'échelle dynamique correspond aux simulations spectrales de vagues forcées par les champs de vents issus de modèles climatiques (*Global Climate Models* GCMs) simulant des scénarios de changement climatique. Ainsi, la qualité des projections des vagues dépend de deux facteurs : la pertinence du choix des forçages atmosphériques d'une part et la capacité du modèle spectral à reproduire les vagues d'autre part.

La validation d'ANEMOC-2 (cf. chapitre 3) a mis en avant les capacités du modèle numérique TOMAWAC v6.1 (Benoit *et al.*, 1996) à reproduire les états de mer en milieux océanique et côtier. Par ailleurs, il est admis que la physique des vagues reproduite par les modèles spectraux de troisième génération tels que TOMAWAC (génération, dissipation et transfert d'énergie des vagues) est indépendante de l'évolution du climat à l'horizon 2100. Le modèle numérique calibré et validé pour ANEMOC-2 est donc exploité tel quel pour la projection des états de mer futurs et l'étude de l'impact du changement climatique sur celles-ci.

Ces aspects soulignent l'importance du choix des modèles et scénarios de forçages atmosphériques, qui concentrent l'incertitude principale de l'estimation de l'impact du changement climatique par l'application de la méthode de descente d'échelle dynamique. Ce choix peut être orienté par la résolution spatiale et temporelle des modèles climatiques, ou par leur capacité à reproduire le temps présent. Enfin une alternative existe, celle de calibrer les champs de vent de modèles climatiques en fonction des champs de vent de réanalyses. Cependant, cette option introduit des hypothèses supplémentaires. Par exemple, Charles *et al.* (2012), Hemer *et al.* (2013b) et Morellato *et al.* (2010) corrigent les champs de vent issus de modèles climatiques en deux étapes:



1. Estimation de la correction spatiale quantile-quantile des composantes zonales et méridionales des champs de vent entre le modèle climatique et la réanalyse de référence pour le temps présent;
2. Introduction de l'hypothèse d'un biais stationnaire dans le temps et application de la correction pour les champs de vent présents et futurs issus du modèle climatique.

Cependant, si une correction des champs de vent permet une bonne estimation de l'impact du changement climatique sur le climat moyen de vagues, Hemer *et al.* (2013b) montrent qu'elle apporte également des incertitudes supplémentaires ainsi qu'un risque de sous-estimation des extrêmes futurs. De ce fait, dans notre étude, aucune correction des champs de vent issus d'ARPEGE-CLIMAT n'est appliquée pour la projection des états de mer par descente d'échelle dynamique.

### 6.1.2 Caractéristiques du modèle de descente d'échelle dynamique

En pratique, les projections d'états de mer futurs par descente d'échelle dynamique exploitent le modèle numérique ANEMOC-2 Océanique. Le maillage océanique de 13 426 nœuds et 25 548 éléments est le support des simulations TOMAWAC pour lesquelles la paramétrisation BAJ est retenue (cf. chapitre 3), et les champs de vent d'ARPEGE-CLIMAT non corrigés correspondent aux forçages atmosphériques utilisés en entrée.

La base de données ARPEGE-CLIMAT propose des champs de vent englobant l'emprise du maillage océanique d'ANEMOC-2 de 1961 à 2000 pour la période de référence et trois jeux de données futurs pour la période 2061-2100 correspondant aux réponses des scénarios de changement climatique : B1, A1B et A2 du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC (IPCC, 2007). Ainsi, quatre jeux de quarante années de simulations sont produits à l'aide de TOMAWAC. Les résultats des projections d'états de mer sont respectivement nommés DynRef, DynB1, DynA1B et DynA2 pour la période de contrôle de 1961 à 2000 et pour les trois scénarios de changement climatique sur la période 2061-2100. Les temps de calculs sont conséquents, mais ont considérablement diminué suite à la parallélisation du code TOMAWAC. Par exemple, 1 an de simulation nécessite 8 heures de calculs parallèles répartis sur 24 processeurs sur un supercalculateur de type IBM de distribution Linux/Debian de 200 Tflops où 1 382 nœuds standards sont synchronisés à 2.93 GHz.

## 6.2 Appréciation des forçages atmosphériques

Comme précisé dans la partie précédente, le choix du modèle atmosphérique se révèle prépondérant dans l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer. Cette partie vise à analyser et apprécier le choix du modèle de Météo-France : ARPEGE-CLIMAT.

La forte densité spatio-temporelle des variables atmosphériques d'ARPEGE-CLIMAT a appuyé notre choix pour ce forçage atmosphérique. En effet, la taille des mailles en Atlantique nord-est est au maximum de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  et s'affine à l'approche des côtes françaises et la résolution temporelle de 6 h permet une bonne approximation de la dynamique des champs de vent.

Par ailleurs, l'évaluation des champs de vent du modèle ARPEGE-CLIMAT a été réalisée vis-à-vis des champs de vents de la réanalyse CFSR sur leur période commune de 1979 à 2000. Suite à une dégradation de la résolution horaire des données CFSR vers une résolution sexta-horaire, les séries temporelles saisonnières sont comparées et les biais (Equation 3.16) saisonniers d'intensité et direction des champs de vent entre le modèle ARPEGE-CLIMAT  $y_i$  et le modèle CFSR  $x_i$  sont présentés par la figure 6.1.

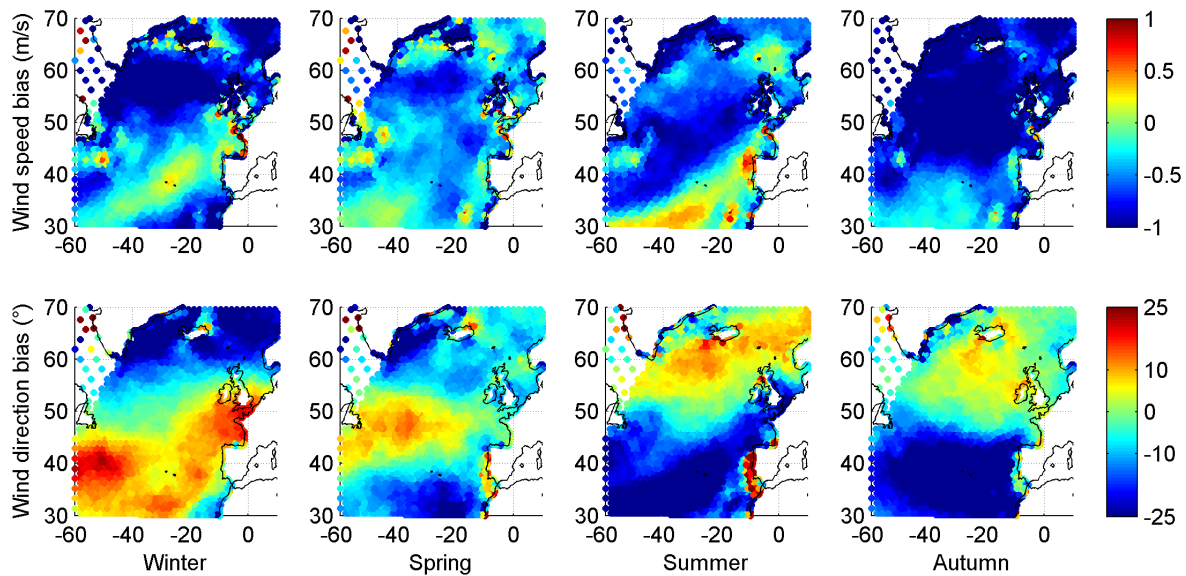


Figure 6.1: Cartographie des biais saisonniers entre les champs de vent ARPEGE-CLIMAT et CFSR entre 1979-2000 à l'échelle de l'Atlantique nord. Le biais est calculé tel que :  $\text{ARPEGE-CLIMAT} - \text{CFSR}$ .

- Sur la quasi-totalité de l'Atlantique nord-est et pour les quatre saisons, la comparaison entre les intensités de vent ARPEGE-CLIMAT et CFSR est caractérisée par un biais négatif, soit une sous-estimation des champs de vent du modèle climatique par rapport à la réanalyse. Cette sous-estimation est particulièrement importante en hiver et en automne au centre de l'Océan Atlantique nord au niveau des latitudes  $60^\circ\text{N}$  où le biais est de l'ordre de  $-1\text{ m/s}$ . De là, l'intensité du biais diminue vers le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord où il prend des valeurs négatives comprises entre  $-0.5$  et  $0\text{ m/s}$  suivant la région et la saison.
- Cette sous-estimation de l'intensité des vents du modèle ARPEGE-CLIMAT vis-à-vis de CFSR n'est cependant pas omniprésente. Un bras s'étendant du sud-ouest du domaine visualisé ( $30^\circ\text{N}; 60^\circ\text{W}$ ) jusqu'aux côtes ibériques correspond à un biais positif d'ARPEGE-CLIMAT en été et proche de zéro pour les autres saisons. Enfin, au niveau des côtes françaises, anglaises et ibériques, des zones de biais positif sont présentes en hiver, printemps et été. Soulignons, qu'en été, les côtes ouest de l'Espagne et du Portugal sont caractérisées par un important biais positif (jusqu'à  $1\text{ m/s}$ ). Les contrastes de biais à l'approche des côtes peuvent s'expliquer par des différences entre les localisations des traits de côtes entre les modèles CFSR et ARPEGE-CLIMAT. Ce décalage engendré par les différences de résolutions spatiales, à savoir  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  pour ARPEGE-CLIMAT et  $0.312^\circ \times 0.312^\circ$  pour CFSR, introduit des processus dissipatifs supplémentaires des champs de vent sur les terres et impacte l'estimation du biais.
- En complément, les biais saisonniers entre les directions du vent sont également présentés. En été et automne, le biais sur la direction découpe l'Atlantique nord-est en deux zones distinctes au niveau des latitudes  $50$  et  $60^\circ\text{N}$ . Un biais positif (respectivement négatif) caractérise le nord (respectivement le sud) du domaine. Ainsi, en ces saisons, les champs de vent ARPEGE-CLIMAT ont tendance à s'orienter davantage vers le nord au delà de  $60^\circ\text{N}$  et davantage vers le sud sous la frontière des  $50^\circ\text{N}$ . L'hiver se caractérise par une tendance inverse pour une frontière comprise entre  $45$  et  $55^\circ\text{N}$  par rapport à CFSR. Enfin, la répartition géographique du biais au printemps découpe l'Atlantique nord-est en trois zones : au nord de  $55^\circ\text{N}$  et au sud de  $35^\circ\text{N}$ , les directions des vents ARPEGE-CLIMAT ont tendance à s'orienter davantage vers le nord par rapport à CFSR, alors qu'entre ces deux frontières, les directions tendent à s'orienter davantage vers le sud.

Pour compléter l'étude et l'appréciation des forçages atmosphériques, la figure 6.2 expose les biais saisonniers de hauteur de vagues  $H_{m0}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , direction moyenne  $\theta_m$  et flux d'énergie moyen  $POW$  entre les résultats des descentes d'échelle dynamiques d'ARPEGE-CLIMAT (DynRef) et CFSR (ANEMOC-2) pour leur période commune 1979-2000.

L'analyse de cette figure fait ressortir les points suivants :

- Le biais négatif sur  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  des Atlas DynRef et ANEMOC-2 est omniprésent en toutes saisons dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord, en effet les échelles de couleur varient respectivement de 0 à -1 m, 0 à -1 s et 0 à -50 kW/m. Les biais sont les plus marqués sur l'Atlantique nord-est, et sont particulièrement importants en hiver et en automne, ce qui est en accord avec les biais des champs de vent. Par ailleurs, les îles britanniques et la pointe bretonne jouent un rôle réel dans la diminution des biais pour les trois paramètres d'états de mer. Ainsi, les biais entre les descentes d'échelle dynamiques des forçages ARPEGE-CLIMAT et CFSR sont plus faibles dans la Mer du Nord, l'ouest de la Manche et la façade Atlantique française.
- A la marge de ces résultats, le comportement de la direction moyenne des vagues est singulier. En hiver, le biais entre les directions moyennes de DynRef et ANEMOC-2 est négatif dans le Golfe de Gascogne, en Manche et Mer du Nord alors qu'il est positif entre la direction des champs de vent ARPEGE-CLIMAT et CFSR. Enfin, l'été est caractérisé par un comportement inverse : le biais entre les directions de vagues est positif alors qu'il est négatif pour les directions de champs de vent.

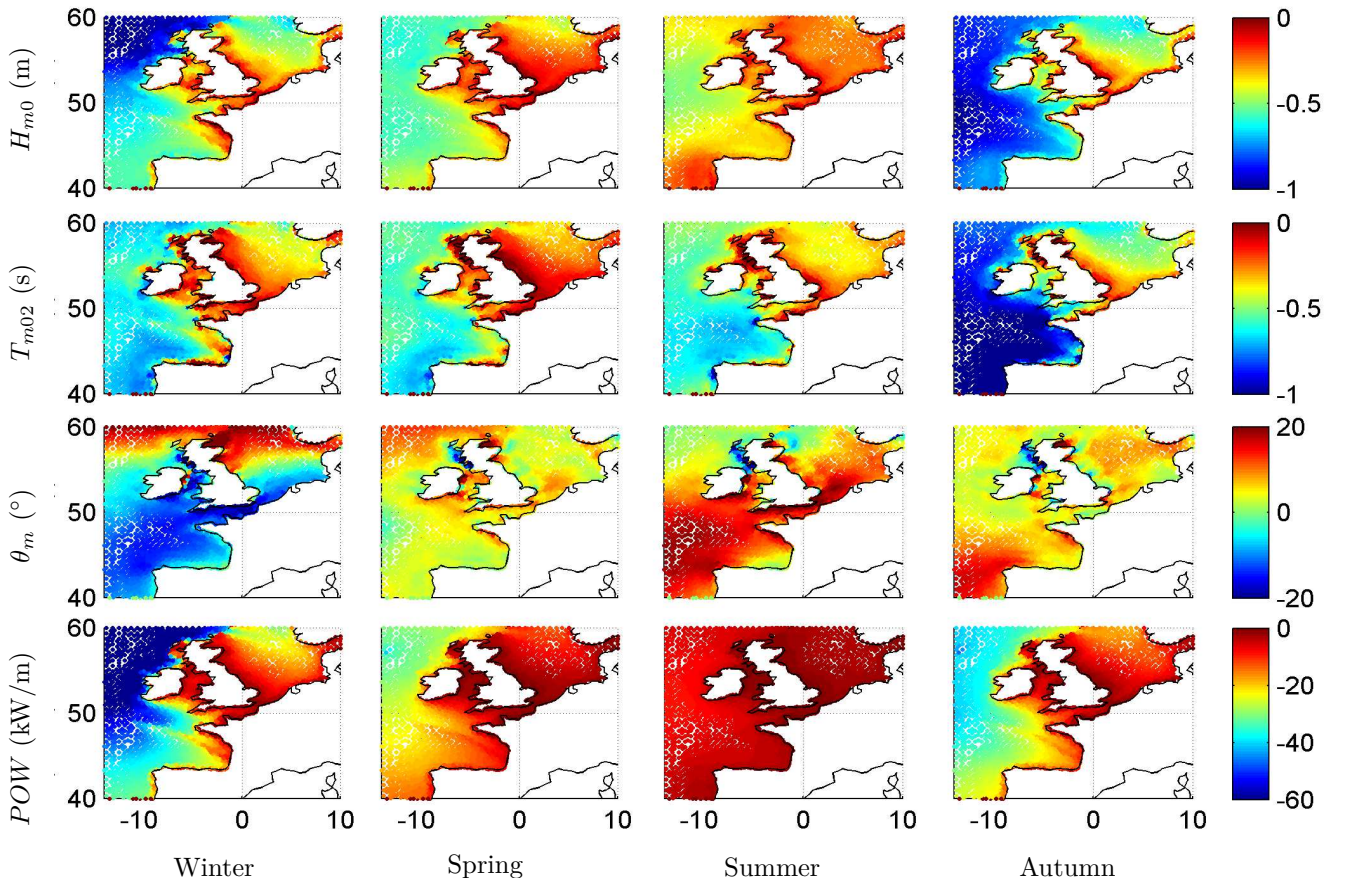


Figure 6.2: Cartographie des biais saisonniers entre les états de mer ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ ) issus des descentes d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT (DynRef) et de CFSR (ANEMOC-2) sur la période 1979-2000 en Atlantique nord-est, Manche et Mer du Nord. Le biais est calculé tel que : ARPEGE-CLIMAT - CFSR.

### 6.3 Conclusions

Ce chapitre a permis de définir la méthode de descente d'échelle dynamique de projection des états de mer en Atlantique nord-est ainsi que les hypothèses associées. Rappelons que les résultats de l'application de la méthode aux trois scénarios B1, A1B et A2 du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT sont exposés dans le chapitre 9.

En complément, ce chapitre a également mis en évidence la présence de biais entre le modèle climatique ARPEGE-CLIMAT et la réanalyse CFSR sur la période passée 1979-2000. La complexité des variations spatiales et saisonnières de ces biais pour le climat moyen permet d'imaginer une complexité d'autant plus importante pour le climat extrême. Ainsi, cette estimation de biais entre modèle climatique et réanalyse attire l'attention sur la difficulté d'une correction des champs de vents issus de modèles climatiques, notamment dans le cadre de projections d'états de mer futurs.



## Chapitre 7

# Descente d'échelle statistique des états de mer

La méthode de descente d'échelle statistique par l'approche des types de temps est la seconde technique appliquée pour estimer l'impact du changement climatique sur la climatologie des états de mer le long des côtes françaises. Validée pour l'étude du climat de vagues présent, à l'aide des champs de pression CFSR et des états de mer de l'atlas ANEMOC-2 (cf. chapitre 4), la méthode statistique est appliquée à la projection des états de mer futurs à partir de modèles climatiques (*Global Climate Models*, GCMs) et par l'introduction d'une hypothèse de stationnarité du modèle de régression reliant les variables "états de mer (*predictand*)" et "champs de pression (*predictor*)", au cours du XXI<sup>e</sup> siècle.

De même que la méthode dynamique, la méthode de descente d'échelle statistique est soumise à deux niveaux d'incertitudes principaux : celles relatives aux forçages atmosphériques des GCMs et celles intrinsèques à la méthode et aux hypothèses associées. La réduction et l'estimation de ces incertitudes se réalisent par la validation du modèle pour le temps présent (cf. chapitre 4), par la diminution du biais des forçages atmosphériques et enfin par la simulation d'ensemble de plusieurs membres.

Ainsi, dans le contexte de l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer aux abords des côtes françaises, ce chapitre décrit les étapes de la descente d'échelle statistique appliquée au modèle ARPEGE-CLIMAT pour les scénarios B1, A1B, A2 du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC (IPCC, 2007). La première étape consiste à apprécier le choix du forçage atmosphérique en comparant le modèle ARPEGE-CLIMAT et la réanalyse CFSR sur une période commune de 21 ans : 1979-1999. Ensuite, au vu d'une comparaison des résultats de descente d'échelle dynamique et statistique, une attention particulière est portée à la diminution du biais des forçages atmosphériques. Enfin, les étapes de la projection statistique par types de temps sont exposées.

### 7.1 Appréciation des forçages atmosphériques

L'évaluation d'un modèle climatique par rapport aux résultats de réanalyses permet d'apprécier la capacité du modèle à reproduire le climat atmosphérique présent. Bien que ce travail ne permette pas de réduire les incertitudes associées à l'étude du changement climatique, il peut aider à justifier l'utilisation d'un modèle vis-à-vis d'un autre. Perez *et al.* (2013b) comparent les modèles des 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> rapports du GIEC, notés AR4 et AR5, correspondant aux simulations des projets *Coupled Model Intercomparison Project Phase* CMIP 3 et CMIP 5 respectivement, par rapport aux champs de pression de la réanalyse NCEP sur la période 1958-2000 par une classification en types de temps décrite à la section 7.1.2. Il résulte de ce travail une classification des modèles atmosphériques selon leur capacité à reproduire le climat présent de la réanalyse NCEP et une recommandation pour

ceux dont la période de référence présente les plus fortes similitudes avec la réanalyse NCEP. Le modèle ARPEGE-CLIMAT fait partie de ces derniers.

### 7.1.1 Comparaison entre variables brutes et variables centrées

Différentes comparaisons des champs de pression entre modèles climatiques et réanalyses sont possibles. La comparaison annuelle des champs de pression ARPEGE-CLIMAT et CFSR pour la période 1979-1999 sur l'emprise du *predictor* illustrée par la figure 7.1 en est un exemple. La figure de gauche montre un biais positif du modèle ARPEGE-CLIMAT variant de 92 à 96 hPa avec une dépendance latitudinale. Les différences entre les deux bases sont plus marquées au nord du domaine et en particulier autour de l'Islande. Ce biais marqué est confirmé par un *Scatter Index* annuel (figure de droite) variant de 8.9 à 9.7% sur la zone d'intérêt.

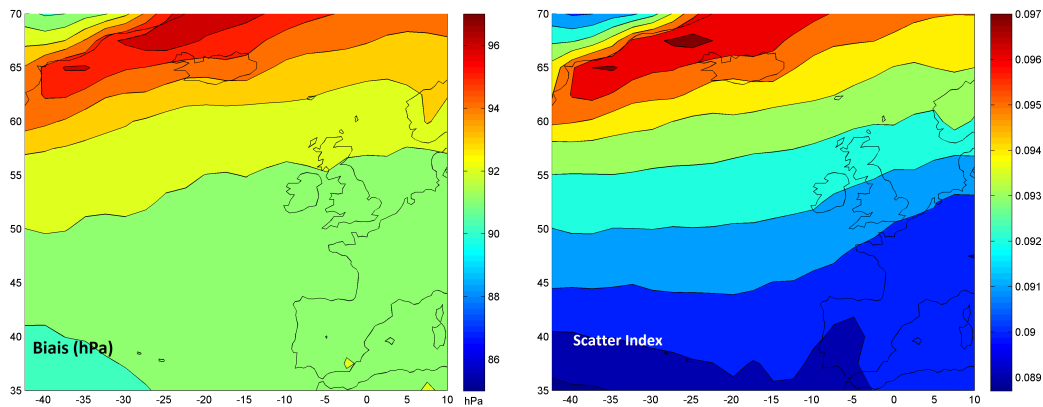


Figure 7.1: Biais (droite) et *Scatter Index* (gauche) des champs de pression entre ARPEGE-CLIMAT et CFSR sur la période 1979-1999. Le biais est calculé par la différence ARPEGE-CLIMAT - CFSR.

La comparaison des champs de pression bruts montre un biais marqué entre les données issues des deux modèles. Cependant, l'application de la descente d'échelle statistique décrite au chapitre 4 utilise les champs de pression centrés ou homogénéisés, c'est-à-dire les champs de pression dont la moyenne des données en chaque point a été soustraite. Ainsi pour être cohérent avec la descente d'échelle statistique, l'estimation du biais entre les modèles ARPEGE-CLIMAT et CFSR a été réalisée à l'échelle saisonnière à partir des champs de pression centrée. La figure 7.2 reproduit les biais entre les champs de pression bruts (1<sup>ère</sup> ligne) et champs de pression centrés (2<sup>ème</sup> ligne) des forçages atmosphériques ARPEGE-CLIMAT et CFSR entre 1979 et 1999 sur l'emprise du *predictor*. Dans un premier temps, les quatre saisons indiquent une dépendance saisonnière du biais, et la dépendance latitudinale précédemment observée lors de la comparaison annuelle des biais (figure 7.1) est estompée. Ensuite, nous observons que les patrons relatifs à chaque saison sont conservés entre la comparaison des variables brutes et centrées. Enfin, une forte réduction des biais est mise en évidence lors du passage de la variable brute vers la variable centrée. En effet, le biais entre les variables brutes varie de 85 à 97 hPa, alors que celui relatif aux variables centrées évolue de -6 à 3 hPa.

Ces résultats permettent d'appréhender le niveau des biais entre les modèles climatiques et les réanalyses, et attestent de l'intérêt d'un travail à partir des variables centrées. Notons par ailleurs que les biais des champs de pression au niveau de la mer entre les modèles ARPEGE-CLIMAT et CFSR ne permettent pas d'estimer les biais relatifs aux champs de vent présentés dans le chapitre 6.



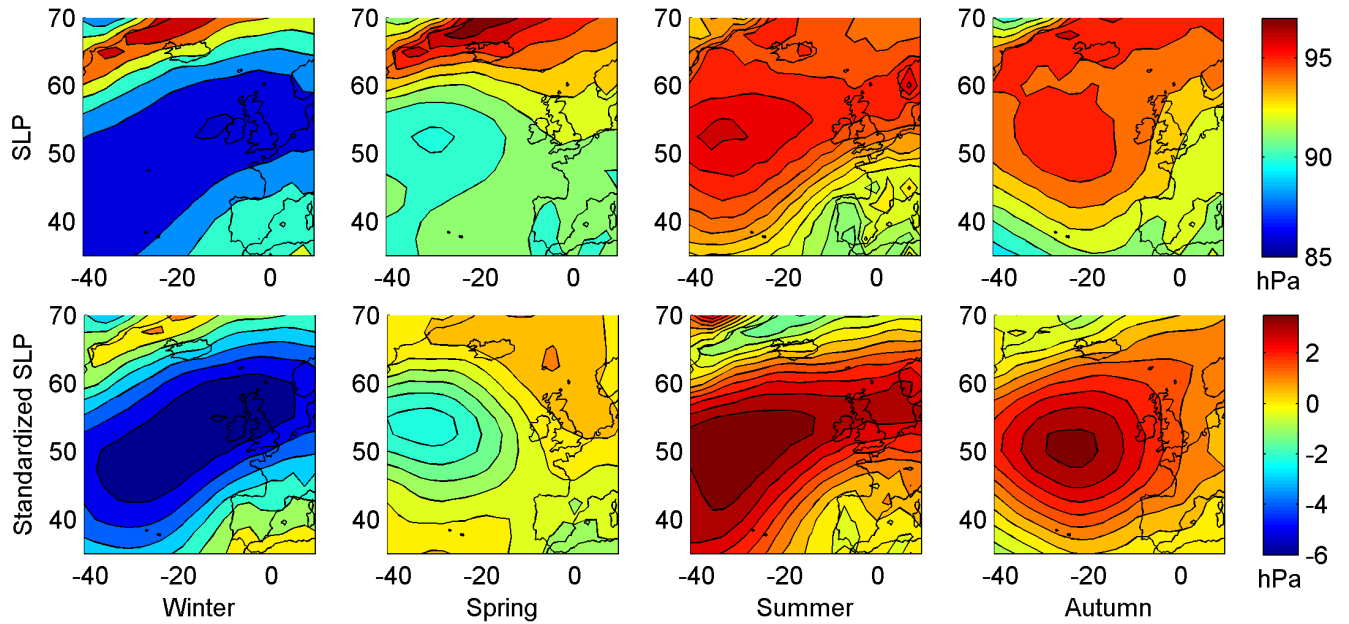


Figure 7.2: Biais saisonniers des champs de pression bruts (haut) et champs de pression centrés (bas) entre ARPEGE-CLIMAT et CFSR pour la période 1979-1999. Le biais est calculé par la différence ARPEGE-CLIMAT - CFSR.

### 7.1.2 Comparaison des forçages atmosphériques par une classification en types de temps

L'appréciation des forçages atmosphériques du modèle ARPEGE-CLIMAT au vu de la projection des états de mer par descente d'échelle statistique nécessite une estimation plus fine des résultats. Ainsi, en complément d'analyse, Menendez *et al.* (2011) proposent de comparer les résultats de modèles climatiques et réanalyses à partir de la classification des *predictors* en types de temps.

Au cours de la validation du modèle de descente d'échelle statistique, une classification des gradients de pression élevés au carré, noté GPEC, de la réanalyse CFSR a été réalisée sur la période 1979-1999 (cf. chapitre 4). C'est cette dernière qui sert de support à l'évaluation des modèles climatiques. Rappelons que la classification a été réalisée à partir de 21 ans de données *predictors* où l'Analyse en Composantes Principales (ACP) a précédé l'application des algorithmes de K-Means (KMA) et de Dissimilarité Maximum (MDA). La figure 7.3 illustre cette classification des types de temps du *predictor* GPEC (gauche) ainsi que les champs de pression associés à chaque type de temps (droite).

Suite à la construction des types de temps, les *predictors* GPEC CFSR moyennés sur trois jours ont été distribués au sein des types de temps selon leur distance euclidienne minimale par rapport à chaque type de temps. De même, les champs de pression d'ARPEGE-CLIMAT de la période 1979-1999 sont extraits et post-traités en tant que *predictors* GPEC moyennés sur trois jours, de résolution  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  sur l'emprise :  $42.5^\circ \text{W}$  à  $10^\circ \text{E}$  et de  $35^\circ \text{N}$  à  $70^\circ \text{N}$ .

Par le même principe de distance euclidienne minimale, chaque *predictor* ARPEGE-CLIMAT est distribué au sein des types de temps de la classification. Suite à la réalisation des deux distributions, il est possible de comparer les probabilités d'occurrence de chaque type de temps pour les deux bases.



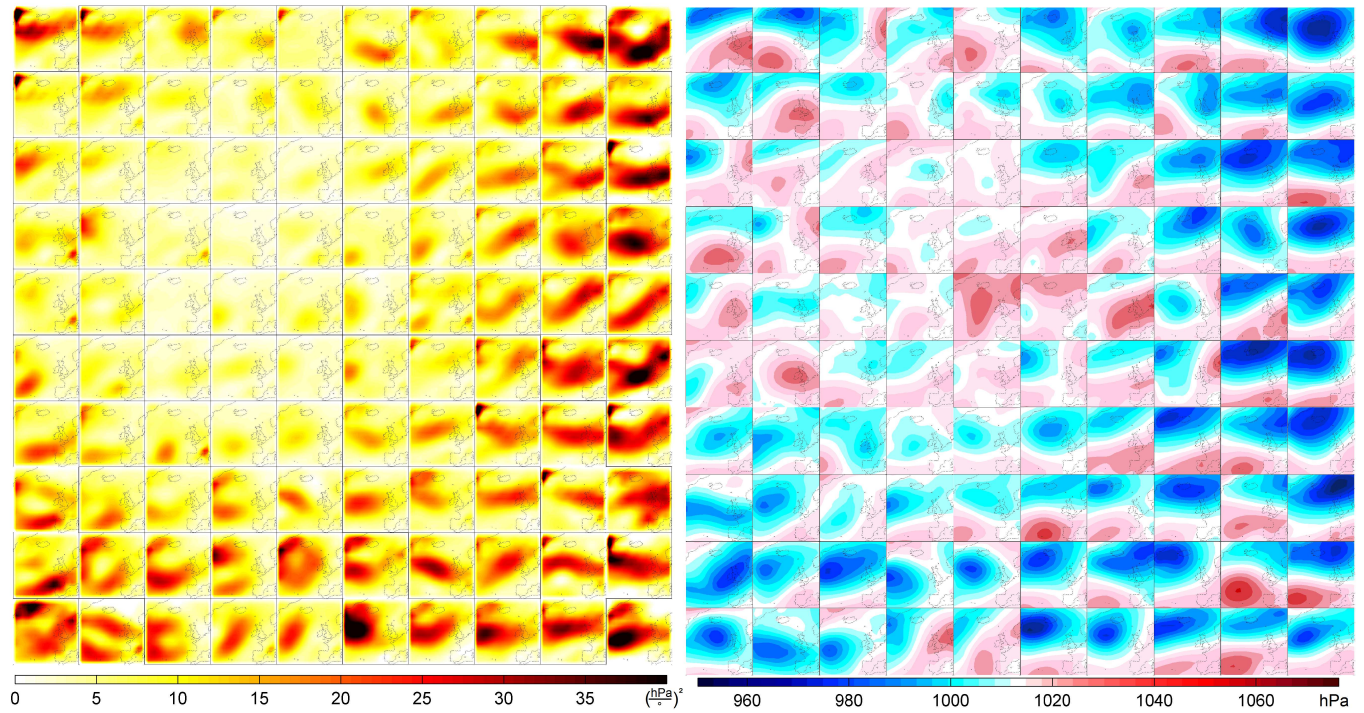


Figure 7.3: Classification en types de temps du *predictor* GPEC (gauche) et des champs de pression moyennés sur 3 jours associés (droite) à partir de la classification CFSR 1979-1999.

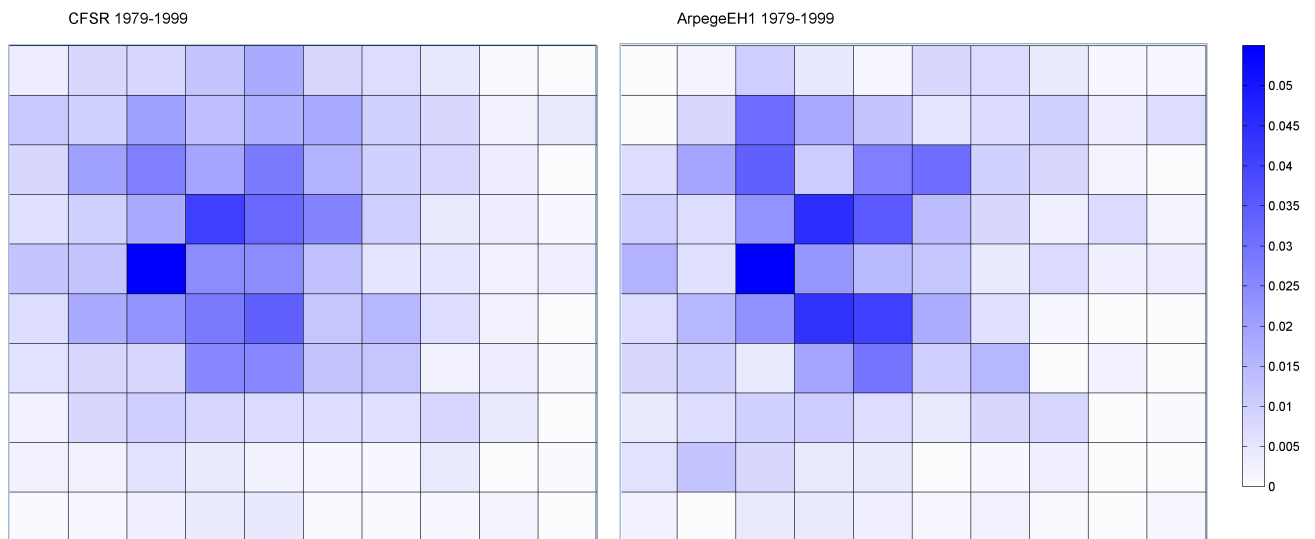


Figure 7.4: Probabilités d'occurrence par types de temps des *predictors* GPEC issus des bases CFSR (droite) et ARPEGE-CLIMAT (gauche) à partir de la classification CFSR sur la période 1979-1999.

La figure 7.4 compare les deux bases de données par cette méthode complémentaire adaptée aux types de temps. Nous observons des tendances de probabilités d'occurrence similaires pour les deux bases. Les types de temps centraux de plus forte occurrence sont quasiment identiques, ceux de plus faible occurrence sont localisés sur les pourtours droit et bas du classement pour ARPEGE-CLIMAT et CFSR. La visualisation des probabilités d'occurrence des types de temps pour les deux bases permet d'affirmer le potentiel d'ARPEGE-CLIMAT homogénéisé par rapport à sa moyenne à reproduire le climat présent sur la période 1979-1999. Ainsi, cette analyse conforte l'utilisation des champs de pression ARPEGE-CLIMAT pour projeter les états de mer futurs.

En complément, neuf résultats des modèles climatiques du Max Planck Institute et du Met Office, dont les scénarios de changement climatique correspondent aux projets CMIP 3 (AR4) et CMIP 5 (AR5), ont été comparés au *predictor* GPEC CFSR sur la période de référence 1979-1999. Par la méthode décrite ci-dessus, les *predictors* GPEC moyennés sur trois jours sont construits et distribués au sein de la classification CFSR de 1979-1999 et les probabilités d'occurrence de chaque type de temps comparées (Figure 7.5). En complément de l'analyse visuelle, le tableau 7.1 enrichit l'analyse par le calcul du *Scatter Index* et de la corrélation  $R^2$  entre chaque modèle et la réanalyse CFSR. L'ensemble des dix modèles présente une répartition des fortes, moyennes et faibles probabilités d'occurrence similaire à celle de CFSR. Bien qu'ARPEGE-CLIMAT soit le modèle climatique présentant les différences les plus marquées parmi les dix bases climatiques de champs de pression, les indices statistiques sont du même ordre de grandeur. Ainsi, nous conservons le modèle ARPEGE-CLIMAT pour l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer.

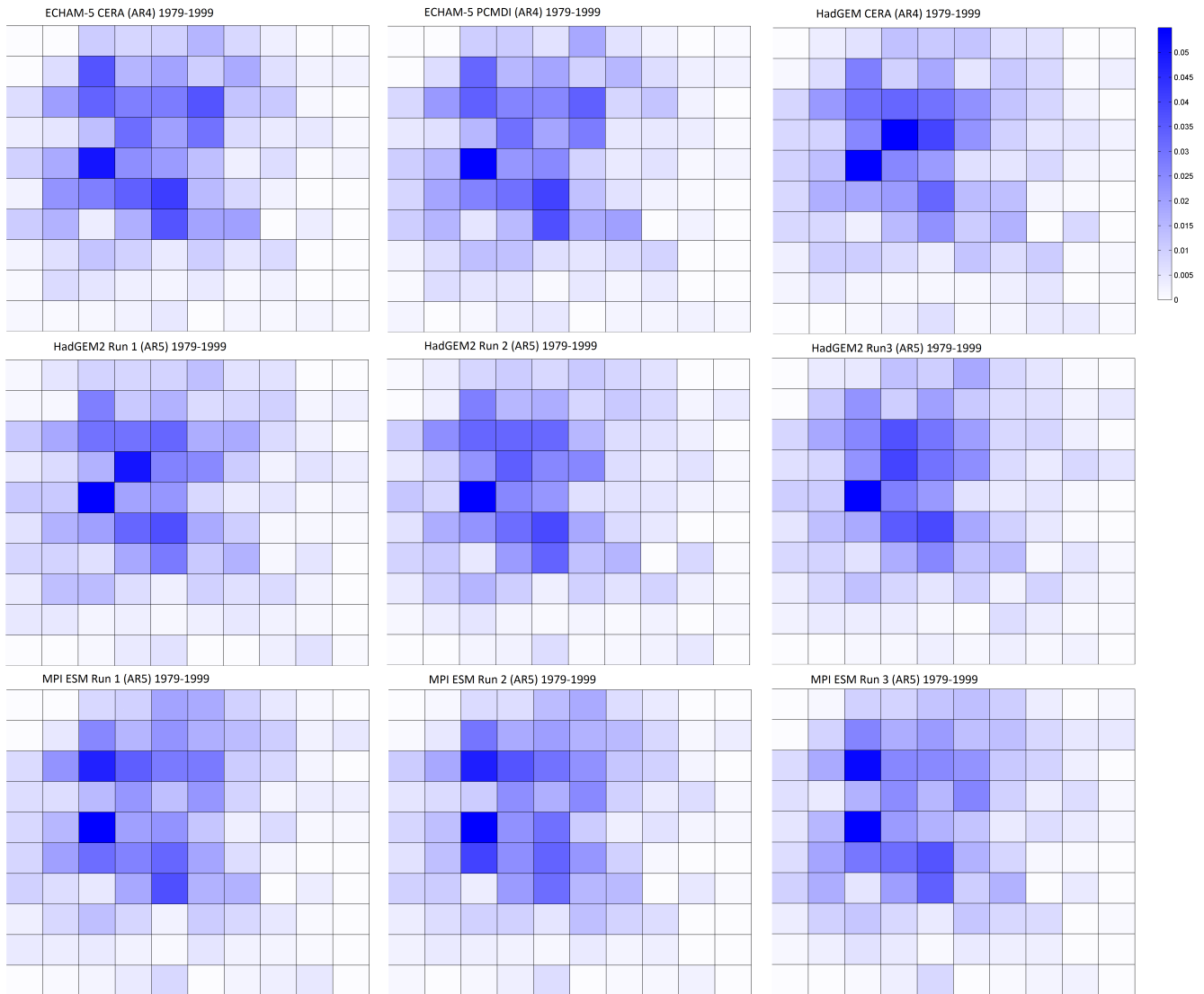


Figure 7.5: Probabilités d'occurrence par types de temps des *predictors* GPEC des modèles du Max Planck Institute (ECHAM-5) et du Met Office (HadGEM) issus des projets CMIP 3 et CMIP 5 à partir de la classification CFSR sur la période 1979-1999.

		<i>Scatter Index</i>	$R^2$
ARPEGE-CLIMAT	CMIP 3 - AR4	0.582	0.748
ECHAM-5-CERA	CMIP 3 - AR4	0.503	0.799
ECHAM-5-CMIP	CMIP 3 - AR4	0.482	0.812
HADGEM2	CMIP 3 - AR4	0.422	0.849
Hadgem run 1	CMIP 5 - AR5	0.416	0.853
Hadgem run 2	CMIP 5 - AR5	0.397	0.865
Hadgem run 3	CMIP 5 - AR5	0.465	0.823
MPI ESM run 1	CMIP 5 - AR5	0.517	0.790
MPI ESM run 2	CMIP 5 - AR5	0.522	0.787
MPI ESM run 3	CMIP 5 - AR5	0.493	0.805

Tableau 7.1: Appréciation des modèles climatiques du Max Planck Institute (ECHAM-5) et du Met Office (HadGEM) issus des projets CMIP 3 et CMIP 5 via les indices statistiques *Scatter Index* et  $R^2$  pour reproduire la classification des *predictors* CFSR sur la période de référence 1979-1999.

## 7.2 Cas théorique : reconstruction du modèle de régression

La méthode de descente d'échelle statistique construite à partir des champs de pression homogénéisés par leur moyenne a l'avantage de réduire le biais des modèles climatiques lors de la projection des états de mer. Ainsi, pour les applications et simulations d'ensemble de plusieurs modèles climatiques, le modèle de régression statistique construit à l'aide des réanalyses CFSR et ANEMOC-2 est appliqué.

En marge de ces applications, un des objectifs phares de la projection d'états de mer par la méthode statistique est la comparaison des résultats avec des simulations dynamiques. Pour ce faire, notre étude se place dans un contexte théorique, nécessaire pour réduire au maximum le biais entre les modèles ARPEGE-CLIMAT et CFSR. Pour rappel, quatre jeux de quarante années de simulations spectrales d'états de mer ont été produits à partir des forçages d'ARPEGE-CLIMAT non calibrés dont DynRef sur la période de référence 1960-2000. Pour comparer ces résultats indépendants de la réanalyse CFSR aux projections statistiques d'états de mer, il est recommandé de réduire au maximum l'impact de la réanalyse CFSR dans l'application de la descente d'échelle statistique. Disposant des champs de pression ARPEGE-CLIMAT pour la période de référence et des résultats d'états de mer issus de la descente d'échelle dynamique des champs de vent ARPEGE-CLIMAT pour cette même période, il est possible de construire un nouveau modèle de régression liant les données d'états de mer *predictands* et de circulation atmosphérique *predictors*.

Ce nouveau modèle construit uniquement à partir des forçages ARPEGE-CLIMAT pour la période de référence se base sur la classification en types de temps CFSR construite sur 31 ans 1979-2009 et validée pour l'analyse du climat présent. L'évaluation du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT au sein de la classification CFSR de 1979-1999, décrite au paragraphe précédent, conforte cette procédure. Dans un souci de cohérence, 31 années de données de pression et d'états de mer sont respectivement extraites des bases ARPEGE-CLIMAT et DynRef pour la période 1970-2000. En pratique, l'implémentation du modèle de régression ARPEGE-CLIMAT suit la méthodologie décrite au chapitre 4 :

- Extraction des données de pression ARPEGE-CLIMAT sur l'emprise du *predictor* de 1970 à 2000 ;
- Construction des variables *predictors* : GPEC moyennés sur trois jours et de résolution  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  ;
- Extraction des états de mer issus de DynRef aux 110 nœuds entourant les côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France ;

- Construction des variables *predictands* de résolution horaire :  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$ , où les variables de chaque fenêtre temporelle de trois jours sont associées au *predictor* du même instant ;
- Distribution des variables *predictors* au sein de la classification des types de temps par la distance euclidienne minimale ;
- Aux 110 nœuds cités : distribution des données *predictands* au sein de la classification par fenêtre temporelle de 3 jours et selon la distribution des *predictors* (3 jours = 72 h) ;
- Aux 110 nœuds cités : calcul des modèles de régression entre *predictands* et *predictors* pour chaque variable au sein des types de temps : histogramme, distribution bi-variée, moyenne, maximum, variance, etc ;
- Aux 110 nœuds cités : combinaison linéaire des modèles de régression pour les 100 types de temps afin de finaliser le modèle de régression.

### 7.3 Etapes de la projection d'états de mer

Le nouveau modèle de régression, noté  $F_{ARP}$ , est utilisé pour la projection des états mer ARPEGE-CLIMAT pour les scénarios B1, A1B, A2. Les étapes de projection sont les suivantes :

- Extraction des données de pression ARPEGE-CLIMAT sur l'emprise du *predictor* pour la période de référence 1960-2000, et les trois scénarios futurs: 2010-2100 ;
- Construction des variables *predictors*  $X'$  : GPEC moyennés sur trois jours et de résolution  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  ;
- Distribution des quatre séries de variables *predictors* au sein de la classification des types de temps par la distance euclidienne minimale ;
- Application du modèle de régression :
  - pour obtenir des séries temporelles mensuelles à partir des probabilités d'occurrence mensuelles des *predictors* ;
  - pour caractériser la climatologie des états de mer futurs à partir des probabilités d'occurrence multi-décennales des *predictors*.

Les simulations statistiques sont réalisées aux 110 nœuds entourant les côtes françaises pour la période de contrôle 1960-2000 et la période future du modèle climatique 2060-2100 correspondant aux scénarios de changement climatique B1, A1B, A2. Ainsi l'estimation de l'impact du changement climatique se réalise par l'étude de l'incrément de chaque projection par rapport à la climatologie de la période de référence. Les résultats complets, comparés aux projections dynamiques d'états de mer sont exposés et analysés au chapitre 8.



## Chapitre 8

# Comparaison des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique

L'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer est sujette à plusieurs sources d'incertitudes, inhérentes au choix des modèles atmosphériques, au choix des scénarios de changement climatique et enfin au choix de la méthode de descente d'échelle des forçages atmosphériques. L'évaluation de l'incertitude liée aux modèles et scénarios de changement climatique a souvent été étudiée, notamment par le biais de simulations d'ensemble ou par l'inter-comparaison de travaux de différents organismes. Cependant, l'idée que l'incertitude intrinsèque à la méthode de descente d'échelle appliquée pourrait être du même ordre de grandeur que celles précédemment citées est récente (Hemer *et al.*, 2013b). Ainsi, ce chapitre présente le travail original de comparaison des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique au vu de la projection des états de mer à l'approche des côtes françaises pour la période 2061-2100 à partir des trois scénarios B1, A1B et A2 (IPCC, 2007) du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT (Salas-Mélia *et al.*, 2005).

La première partie du chapitre comprend un article soumis au journal *Ocean Modelling* début octobre 2013, où les projections dynamique et statistique des états de mer futurs sous les scénarios B1, A1B et A2 du modèle ARPEGE-CLIMAT sont comparées. Un complément d'étude met en relief ces résultats par rapport à la comparaison des simulations dynamique et statistique de la période de référence 1961-2000. Enfin, la seconde partie expose la comparaison des deux méthodes pour l'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer à l'approche des côtes françaises.

### 8.1 Comparaison des projections d'états de mer issues des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique

#### 8.1.1 Article soumis au journal *Ocean Modelling*

Cette section reprend l'article écrit par A. Laugel, M. Menendez, M. Benoit, G. Mattarolo et F. Méndez, soumis au journal *Ocean Modelling* avec comme titre "Wave climate projections along the French coastline: dynamical versus statistical downscaling methods." Voir la référence (Laugel *et al.*, *Ocean Modelling*).

### 8.1.1.1 Introduction

Improving the knowledge on wave climatology is a need for numerous marine and coastal activities, such as offshore industries, flooding risks assessment, design of maritime works and wave energy resource evaluation. The analysis of the climate change impacts on atmospheric or ocean phenomena like wind and pressure patterns, sea level rise, waves, storm surges or erosion evolution requires key parameters to be assessed. Most important of these are the knowledge of current variability of these phenomena and the estimation of the uncertainties inherent to the Global Climate Models (GCMs), scenarios or methods applied to forecast these variables. The two main methods for this purpose are the Dynamical Downscaling (DD) and the Statistical Downscaling (SD) of GCMs. On one hand, the DD method, based on third generation dynamical wave models, provides a detailed physical modelling of the wave climate using 10-m wind fields of GCM as forcing input. On the other hand, the SD method based on the definition of a statistical relationship between a local sea-state called “predictand” and an atmospheric “predictor”, such as the sea level pressure, requires low CPU time. In the context of estimating the climate change impact on the sea states along the French coast, the comparison of regional wave projections obtained by DD and SD methods is a starting point to estimate the uncertainties inherent to the choice of the GCM, scenario and the wave climate forecast method.

Regarding global wave climate projections using DD, authors agree to a latitudinal dependence of Significant Wave Height (SWH) evolution characterized by a decrease of future mean wave heights in North middle latitudes and an increase of mean SWH in the Antarctic Ocean and in the equator areas for some models. Mori *et al.* (2010) provide global average and extreme SWH in response to A1B scenario throughout the DD of the GCM developed by the Japanese Meteorological Research Institute and Japan Meteorological Agency. They show a decrease of mean SWH of about 7% in North Atlantic for the period 2075-2100. Hemer *et al.* (2013b) compare dynamical SWH projections of ECHAM5 and CSIRO Mk3.5 models for A2 scenario (2070-2099) and find a maximum decrease of SWH in central North Atlantic up to 0,7 m ( $\sim 15\%$ ) with a seasonal dependence ( $\sim 1$  m decrease in winter and  $\sim 0,2$  m decrease in summer). These results associate a decrease of the mean period ( $\sim 0,5$  s) and agree with the weakening of future annual wind speed in the Northern Atlantic, decreasing of about 3 m/s. Most of the works focussing on regional projections in the North East Atlantic (Leake *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2004), North Sea (Grabemann et Weisse, 2008) or French coast (Charles *et al.*, 2012; Morellato *et al.*, 2010) generally agree for the regional future mean trend of SWH, while results diverge for high percentiles of SWH. Morellato *et al.* (2010) applied the DD of ECHAM5 calibrated against ERA-40 reanalysis for B1, A1B, A2 scenarios over the North East Atlantic. They found an increase in mean SWH in the North Sea and a decrease along the Atlantic French coastline, while future extreme SWH up to 95<sup>th</sup> percentile rise for both areas. In the Bay of Biscay, Charles *et al.* (2012) find similar results for the mean SWH evolution and opposite results for the 95<sup>th</sup> percentile through a dynamical projection from the GCM ARPEGE-CLIMAT for B1, A1B and A2 scenario calibrated against ERA-40.

To deal with the uncertainties of wave climate projections, a multi-model approach is needed but only few studies present an ensemble of simulations from several models or scenarios. Weisse *et al.* (2008) simulated four data sets of wave and surge projections over North East Atlantic Ocean for the time period 2071-2100. Two scenarios A2 and B2 from HadAM3H and ECHAM5 global climate models coupled with the regional model RCAO (Rossby Center Regional Atmosphere-Ocean Model) have been implemented. They showed that changes of severe wave patterns and magnitudes clearly differ according to the atmospheric model input. Hemer *et al.* (2013a, 2010) throughout COWCLIP community - Coordinate Ocean Wave Climate Project ([www.jcomm.info/cowclip](http://www.jcomm.info/cowclip)) - work for combining the effort of global wave climate projection. Magnitudes of changes of independent dynamical (Hemer *et al.*, 2013b; Mori *et al.*, 2010; Semedo *et al.*, 2012) and statistical (Wang et Swail, 2006) wave projections have been compared. Trend comparisons are obtained by averaging the multi-model SWH. Respectively 25.8% and 7.1% of global areas are robustly characterized by annual decrease and increase of SWH. Similar trends for approximately the same regions are

found for summer and winter. Southern Ocean and some Pacific locations are characterized by an increase of SWH while North Atlantic middle latitudes are characterized by a decrease of about of 5 to 10% depending on the season and region. Throughout this comparison, COWCLIP community suggests that the downscaling methodology may produce higher uncertainties than climate models or scenarios.

In this context, applying the SD method to forecast wave climate is a need. Firstly, comparison of dynamical and statistical wave projections allows the estimation of uncertainties inherent to the downscaling approach. Secondly, an ensemble of SD simulations from different GCMs is a coherent way to define future sea-states and estimate some of the uncertainties associated with the choice of a GCM or scenario. As the DD method, the SD method is already well developed and put into practice at regional or global scales in order to complete the global understanding of wave climate evolution. Moreover, its low computing time and storage promote its use as a real alternative for wave climate forecasting.

Basically, the statistical downscaling method can be conducted by means of regression models or weather pattern-based approaches. For example, Mori *et al.* (2013) set up a global statistical regression between wind fields and wave heights through the least square method including a distant swell effect correction. They found that future changes in winds and waves depend clearly on the scenario although they have similar spatial distribution. The SD method based on weather patterns links the predictand (i.e. local wave characteristics) to particular synoptic-scale weather types (predictor). This approach has been greatly used to downscale surface atmospheric variables, such as precipitation or snow, and has been successfully applied to forecast the surface wind field (Najac *et al.*, 2008) or wave height. For example, Izaguirre *et al.* (2012) classified monthly SLP fields and analyzed the links between the weather types and the interannual variability of extreme SWH by means of a time-dependent Generalized Extreme Value (GEV) distribution.

Furthermore, only a few studies have analyzed DD against SD methods for wave climate projections. Wang *et al.* (2010) compare both methods for the present period by using the ERA-40 wave data. They found that the SD method is more robust than the DD one for the reproduction of seasonal means and extremes. This result is partially explained by the model bias which is conserved using the DD method while it can be diminished with the standardization of the predictor using the SD method. Graham *et al.* (2013) also applied SD and DD methods to analyze seasonal extreme SWH in the North Pacific Ocean. Both of these methods produce the same pattern of SWH decrease south of 40°N, while the SD method tends to underestimate the magnitude of changes. In summary, the quality of the wave forecasting is inherent to the quality of the methods applied which need to be previously validated. This leads to additional levels of uncertainties associated with the parameterization or calibration of each method: wind input calibration, source and sink terms formulations for the spectral wave model, definition and classification of the predictor.

Within the overall objective of estimating the climate change impact on the wave climate along the French coast, this study aims to evaluate the performance of the SD method with respect to the DD one, considered here as reference data. We have analyzed 110 grid-points distributed along the Atlantic, English Channel and North Sea French coastlines (inset of figure 8.1) for forecasting the wave climate over the period 2061-2100. To reduce some levels of uncertainties, the two state-of-art methods applied have been previously calibrated and validated, and a specific GCM is used as forcing in both approaches. The paper is organized as follows: section 8.1.1.2 presents the atmospheric data used in this study, section 8.1.1.3 describes both DD and SD methods and the metrics applied to compare them. Then, section 8.1.1.4 exposes the results and, finally, conclusions and discussions are expressed in section 8.1.1.5.



### 8.1.1.2 Data sets

In this study, we focus on one GCM, namely ARPEGE-CLIMAT from Météo-France (Salas-Mélia *et al.*, 2005) and three scenarios of the IPCC Fourth Assessment Report AR4 (IPCC, 2007): B1, A1B and A2, an optimistic, intermediate and pessimistic scenario, respectively. The application of the DD requires 10-m wind fields (U10, V10), while the selected predictor for the SD method is the Sea Level Pressure (SLP) field. Four sets of data are available for each variable: one run for the reference period and three runs for B1, A1B and A2 future climate scenarios. Global SLP fields are available from 1950 to 2000 and from 2001 to 2100 for future climate scenarios, whereas wind fields are available for the reference period from 1960 to 2000 and for the period 2061-2100 under climate projections. Each data has a 6-hourly resolution covering a stretched grid centered in the Mediterranean Sea and a corresponding spatial resolution of about  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  in the North East Atlantic. In addition to ARPEGE-CLIMAT SLP fields, the SD method requires also SLP of the Climate Forecast System Reanalysis database CFSR (Saha *et al.*, 2010) in order to classify atmospheric circulation patterns without any climate model bias. Details are specified in section 8.1.1.3 hereafter. Global SLP of CFSR are available from 1979 to 2009 with an hourly resolution and a spatial resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ .

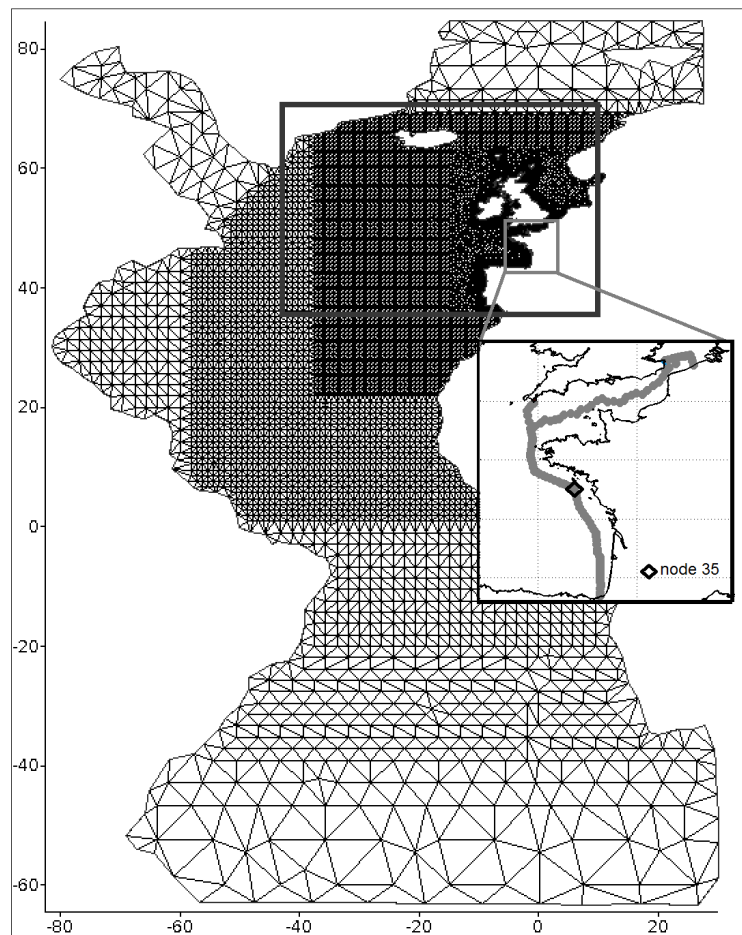


Figure 8.1: Atlantic mesh of dynamical wave simulation defining the French coasts with a 10-km resolution (13 426 nodes and 22 548 elements). Dark rectangle corresponds to the predictor area: from  $35^\circ\text{N}$  to  $70^\circ\text{N}$  and from  $42.5^\circ\text{W}$  to  $10^\circ\text{E}$  defined with a spatial resolution of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Coastal zoom shows the locations of the 110 predictand nodes and particular location of interest, node 35 ( $3.26^\circ\text{W}$ ,  $47.07^\circ\text{N}$ ).

### 8.1.1.3 Presentation of the dynamical and statistical methods

#### The dynamical downscaling (DD) method

The principle of the DD method is to run continuously a spectral wave model driven by wind fields from GCM simulations during a target period (here 2061-2100). The simulation is deterministic, in the sense that the wave model simulates the time series of sea-states at each node of a computational mesh from the given time series of wind fields provided by the GCM model. This approach is similar to the numerical hindcast of wave time series over the past decades. One key point of the DD thus lies in the implementation and calibration of the numerical model. In this study, we used the third generation spectral wave model TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996), a module of the Telemac-Mascaret suite of solvers ([www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org)). TOMAWAC solves the wave action density balance equation (Eq. 8.1) and simulates the evolution of the directional wave action spectrum  $N(x, y, k_x, k_y, t)$  in space and time.

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(\dot{x}N)}{\partial x} + \frac{\partial(\dot{y}N)}{\partial y} + \frac{\partial(\dot{k}_x N)}{\partial k_x} + \frac{\partial(\dot{k}_y N)}{\partial k_y} = Q(x, y, k_x, k_y, t) \quad (8.1)$$

On the right-hand-side of equation 8.1, the  $Q$  term embeds several models for wave related physical processes, such as wind input, dissipation due to white-capping, bottom friction and depth induced breaking, and also non linear wave-wave interactions. The so-called BAJ parameterization (Bidlot *et al.*, 2007) has been implemented for the present application to improve the capabilities of the model regarding wind input and dissipation. In comparison to the combination of Janssen's wind input model (Janssen, 1991) and van der Westhuysen's whitecapping model (van der Westhuysen *et al.*, 2007), the BAJ parameterization takes better account of wind sea generation and dissipation through the whitecapping process, in particular in the case of superposition of swell of low frequency and wind sea systems.

The computational domain covers most of the Atlantic Ocean, from 63°S to 80°N, with an unstructured mesh of variable resolution (Fig. 8.1). The mesh has a total of 13 426 nodes and 22 548 elements and reaches a resolution of 20 km along the European coasts, and down to 10 km along the French coasts. At every node of this grid the wave spectrum is discretized with 32 frequencies, from 0.034 Hz to 0.66 Hz (i.e. periods from 1.5 s to 29.5 s), and 36 directions over the full circle (giving thus an angular resolution of 10°). Bottom elevations are obtained from the GEBCO ([www.gebco.net](http://www.gebco.net)) and Europe (LEGOS, Toulouse, France) bathymetry databases.

Four sets of forty years duration have been simulated, namely DynRef, DynB1, DynA1B, DynA2, corresponding respectively to the ARPEGE-CLIMAT wind forcing of the reference period (1961-2000) and the three scenarios B1, A1B and A2 for the future period (2061-2100). Following the discussion in Hemer *et al.* (2013b), the ARPEGE-CLIMAT wind fields are used without any bias-adjustment. Due to the CPU time needed, the 40 years period were split into 40 simulations of 1 year each (preceded by the last ten days at the end of the previous year as a warm-up period) with a time-step of 300 s.

Simulations provide detailed physical sea-state results, namely the full wave spectrum, with high spatial and temporal resolutions. We decided to store the following bulk wave parameters with an hourly resolution at each node of the mesh: significant wave height (SWH), mean direction ( $\theta_m$ ), mean periods ( $T_{m02}$  and  $T_{m-10}$ ), peak period ( $T_{pr5}$ ), angular wave spread ( $SPD$ ) and wave energy flux ( $POW$ ). To give an idea of computational power needed, a one-year simulation requires about 8 hours on 24 cores in a parallel mode on an IBM machine with a Linux/Debian distribution and the following characteristics: 200 Tflops, 1 382 standard nodes (1 standard node = 2 hexa-cores procs) synchronized at 2.93 GHz.

### The statistical downscaling (SD) method

The SD method applied in this study is based on the following concept: at a particular location, the sea-state (“predictand  $Y$ ”) is defined as a function  $Y = F(X)$  of several atmospheric circulation patterns, named “predictor  $X$ ”. The statistical relationship between predictand and predictor is built from the current climatology by means of atmospheric and sea-state databases. Once it is obtained and assuming that the ocean-atmospheric relationships are stationary in the future, we can project predictors from GCM scenarios to forecast the future sea-state climate. The following paragraphs detail the main steps of the methodology.

#### *Predictor definition*

Quality of results from the SD method depends on the definition of the predictor. It must be adapted to the predictand location and variables. The more physical the links between predictor and predictand are, the more valid is the assumption of stationary relationship. We assume that the generation area of waves reaching on the French coasts can be defined by the region dominated by the most prominent atmospheric circulation pattern: the North Atlantic Oscillation (Hurrell *et al.*, 2003). The selected region is, therefore, an area from 42.5°W to 10°E and from 35°N to 70°N (see black square in figure 8.1). The variable selected to be the predictor of the statistical downscaling is SLP since several works have found that a large fraction of the wave height anomalies in North East Atlantic is associated with pressure anomalies (Woolf *et al.*, 2002). Sensitivity tests have been applied to determine the best predictor definition: squared SLP gradient adjusted with a latitudinal correction proposed by Wang et Swail (2006) provides a better reproduction of the wave field than the SLP anomaly. As the GCM model of the IPCC AR4 have a mean spatial resolution of about 2.1°, the initial resolution of the CFSR SLP has been degraded from 0.5° to 2.5°x2.5° resolution. The predictor used from the CFSR SLP data base (1979-2009) is the 3-daily squared SLP gradient, to be able to capture mid-latitude cyclogenesis situations. The predictor has been standardized with respect to the averaged squared SLP gradient from 1979 to 2009: this is recommended in order to reduce the bias related to the model (Wang *et al.*, 2010).

#### *Predictor classification*

The SD method based on synoptic patterns requires the definition of a sample of  $N$  atmospheric circulation patterns called weather types and representatives of the North East Atlantic climate. To reduce the dimension of the data retaining a maximum of the sample variance, the Principal Component Analysis (PCA) (Preisendorfer et Mobley, 1988) is firstly applied to the predictor set. The original set of predictors  $X(p, t)$  - where  $p$  and  $t$  refer respectively to spatial and temporal coordinates of the predictors - is transposed in a new orthogonal basis defined by Empirical Orthogonal Functions  $e_m(p)$  and Principal Components  $u_m(t)$  where modes are sorted according to their maximum variance. The first mode concentrates 34.6% of the variability of the initial set. Here, the criterion of preserving 95% of variance is applied: thus, the sixteen first modes are conserved (Eq. 8.2, where  $M = 16$ ).

$$X(p, t) = \sum_{m=1}^M u_m(t) e_m(p) \quad (8.2)$$

The K-means clustering algorithm (Hastie *et al.*, 2001; Kennard et Stone, 1969) initialized by the Maximum Dissimilarity Algorithm (MDA) is applied to the reduced predictor basis. This aims to identify a subset of  $N = 100$  clusters in order to build the classification. Each cluster corresponds to a group of similar predictors where linear combinations of them picture a fictive prototype. To build the classification, fictive prototypes are replaced by the nearest real predictor via the minimal Euclidian distance (Eq. 8.3). Prototypes  $X^{WT}$  of each group are called Weather Types (WT) and represent one of the atmospheric circulation patterns over the North East Atlantic.

$$D = \min \|X^{WT}(p, t) - X^{Predictor}(p, t)\| \quad (8.3)$$

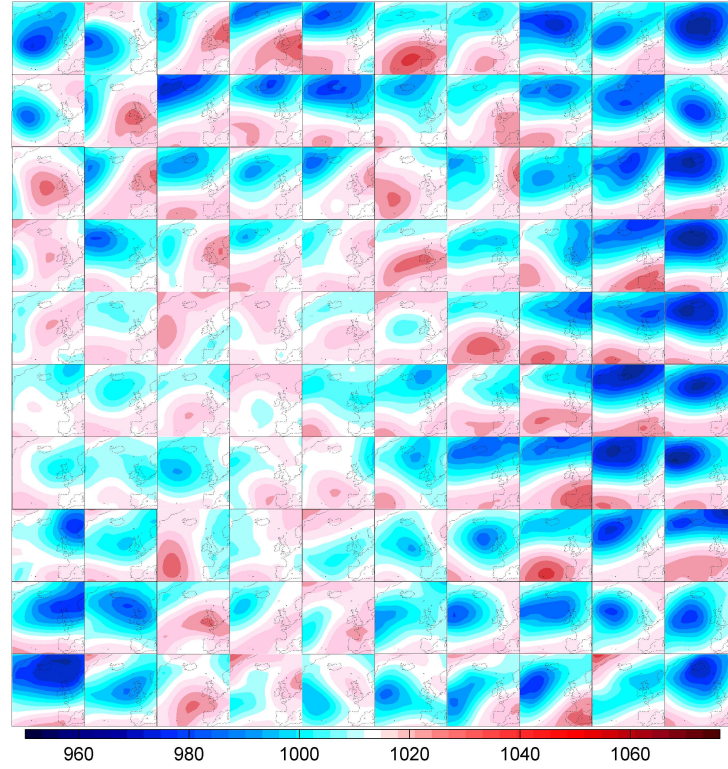


Figure 8.2: SLP (hPa) field classification associated with the squared SLP gradient classification into N=100 weather types based on CFSR data (1979-2009).



Figure 8.3: N=100 SWH histograms representing the wave climate at the Atlantic coastal predictand node number 35 (3.26°W, 47.07°N) and corresponding to the N=100 weather types classification.

Figure 8.2 shows the classification of the SLP field corresponding to the standardized squared SLP gradient sorted by an algorithm close to the Self-Organizing Maps (Kohonen, 2000). Synoptic atmospheric patterns described in Barry et Perry (1973) are illustrated into the classification. Weather types of columns 9 and 10 are mainly illustrated by low pressure areas centered over the North Atlantic Ocean or North of Europe corresponding to the positive phase of the North Atlantic Oscillation teleconnection pattern (NAO+) with different degrees of intensity. The negative phase

of the NAO is also illustrated in the classification: the two last cells of the sixth column are an example. These patterns are characterized by an anticyclone over the Greenland and a low pressure crossing the Atlantic Ocean. The NAO teleconnection pattern is one of the most dominant weather types present in the North Atlantic. Both phases are quite close from regime patterns identified by Vautard (1990). The NAO+ corresponds to the Zonal Regime and its negative phase to the Greenland Anticyclone. Weather types of row number 8 correspond to an important Azores Anticyclone. They are related to the positive phase of the East Atlantic teleconnection pattern (EA+) quite close to the Atlantic Ridge Regime. Finally, calm weather types located in the left-central part of the classification match with the Blocking regime where an Anticyclone covers the North Europe or the Scandinavia region. Once the classification is obtained based on CFSR data (1979-2009), ARPEGE-CLIMAT data are distributed into it: the historical period (1970-2000) to construct the regression model and the future period (2061-2100) to forecast the future wave climate.

### *Regression model*

The construction of the regression model is based on 31 years of ARPEGE-CLIMAT atmospheric data for the present period. SLP fields of ARPEGE-CLIMAT from 1970 to 2000 are calculated as standardized predictors of 3-days averaged squared SLP gradient. The following variables of the associated sea-state data base DynRef driven from the ARPEGE-CLIMAT wind fields (1970-2000) are extracted with an hourly resolution in the analyzed 110 locations to form the predictand set:

- significant wave height (SWH);
- mean period ( $T_{m02}$ );
- mean direction ( $\theta_m$ );
- wave energy flux ( $POW$ ) .

Predictors are distributed into cells of the classification according to the nearest Euclidian distance between each predictor and weather type (Eq. 8.3) and the associated 3-days sea-state data are also associated with the same weather type. The following local wave predictands are estimated for each weather type to determine the wave climatology:

- mean value and standard deviation of each variable;
- histogram of SWH and  $T_{m02}$ ;
- quantiles distribution of SWH;
- joint distribution (SWH,  $T_{m02}$ ) and ( $POW, \theta_m$ ).

Figure 8.3 illustrates the distribution of histograms of SWH into the weather type classification at one particular node of the Atlantic coastal waters (3.26°W, 47.07°N, grid-point number 35 where the water depth is about 87.5 m). It is noticeable that the upper right histogram of SWH associated with an intensive NAO+ pattern presents higher SWH than histograms of the eighth column corresponding to the EA+ mode. Thus, each weather type  $i$  is linked to the associated histogram of SWH by an empirical regression model  $f_i$ . The resulting general regression model  $Y = F(X)$  corresponds to the linear combination of the  $N = 100$  weather type regression models weighted by the weather type probability of occurrence  $p_i$  (Eq. 8.4).

$$Y = F(X) = \sum_{i=1}^N p_i f_i(X) \quad (8.4)$$

### *Wave projection*

We assume the stationary hypothesis over climate dynamics, that is, the weather type classification remains valid throughout the XXI<sup>st</sup> century. SLP of ARPEGE-CLIMAT for climate change scenarios are constructed as standardized 3-days averaged squared SLP gradients and distributed into the weather type classification by means of the nearest Euclidian distance (Eq. 8.3). Future monthly probabilities of occurrence of each weather type under a climate scenario are estimated and used to obtain the projections of the wave climate. The association of future monthly probabilities of weather type occurrences and the established statistical relationship between predictor and predictand for each location are used to forecast the future wave climate with monthly time series and wave parameters distributions as results.

### **Metrics to compare the SD vs. DD methods**

The paper attempts to propose a complete set of comparisons of dynamical and statistical wave projections. To identify the mean climatology, annual and seasonal histograms, and means parameters of SWH and  $T_{m02}$  are compared. Joint distributions of (SWH,  $T_{m02}$ ) and ( $POW$ ,  $\theta_m$ ) complete the mean climatology assessment. High percentiles of SWH are compared throughout the monthly distribution of SWH. The monthly and annual time series of mean and standard deviation of SWH inform about the ability of the methods to reproduce the intra-annual and interannual variability of SWH.

Absolute and relative differences of these parameters allow an easy spatial visualization to evaluate SD in comparison with the DD. In addition, the statistical index of the relative entropy  $RE$  (Eq. 8.5) also called Kullback-Leibler divergence is used as an indicator of similarity between two sets of data for histograms, mean values and joint distributions of wave parameters.

$$RE\left(\frac{DD}{SD}\right) = \sum P_{SD} \log \frac{P_{DD}}{P_{SD}} \quad (8.5)$$

$P_{DD}$  and  $P_{SD}$  respectively correspond to probabilities of occurrences of dynamical and statistical results per class. This index allows an objective evaluation of the differences between DD and SD, at each location.

#### **8.1.1.4 Results from dynamical and statistical downscaling methods**

##### **Annual climatology**

Figure 8.4 shows time series of monthly mean of SWH projected by both SD and DD methods under three climate scenarios and at a particular coastal location (grid-point number 35). For the three scenarios, it can be seen that the SD method is able to reproduce monthly means of SWH almost as well as the DD results considered as reference data in the study. Only summer minima and winter minima seems respectively over- and underestimated while resulting SWH projection capture the within a year and interannual climate variations.

Figure 8.5 shows the reconstructed joint distribution functions of (SWH,  $T_{m02}$ ) and ( $POW$ ,  $\theta_m$ ) at the same location in the middle of the Atlantic French coastline from the DD and SD approaches and their relative differences. The general shapes of the distributions are conserved between DD and SD methods. A detailed comparison informs, however, about an underestimation of wind sea of about 2.5 to 5% for the SD method respect to the DD one at this particular grid-point for the A2 scenario. Waves propagating south-eastward with low wave energy are also underestimated. Based on those results, the SD method overestimated a part of energetic waves having the following characteristics: propagation eastward with wave energy of about 65 to 200 KW/m with a medium mean period from 5 to 10 s and a medium SWH from 3 to 6 m. Other losses of information correspond to a very low percentage of occurrences (<0.05%).

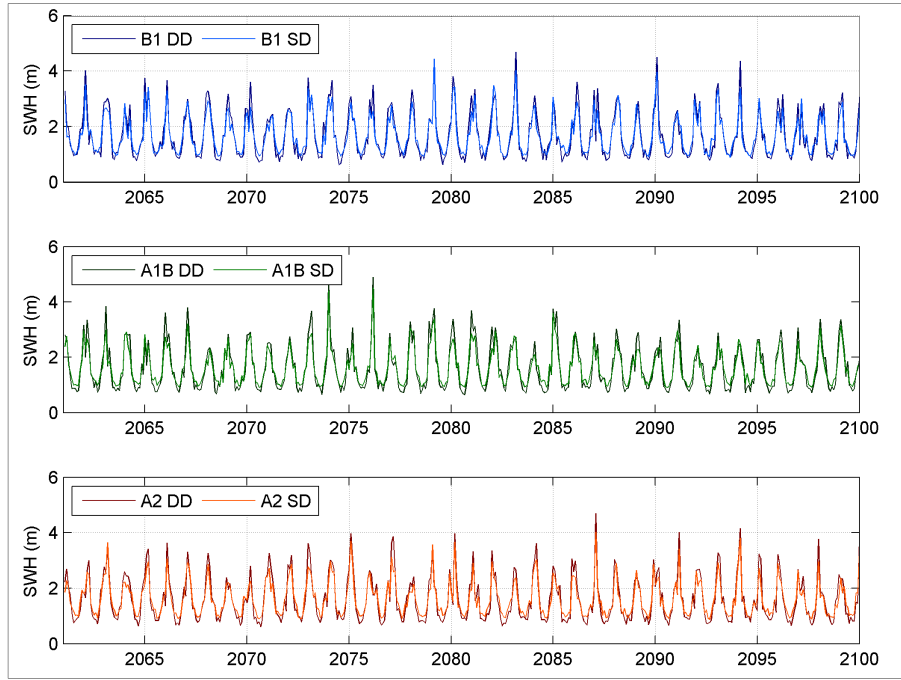


Figure 8.4: Monthly averaged time series of SWH from 2061 to 2100 for B1, A1B, A2 scenarios of ARPEGE-CLIMAT at node 35 ( $3.26^{\circ}\text{W}$ ,  $47.07^{\circ}\text{N}$ : Atlantic coastline). Dark colors correspond to dynamical projection (DD) while light colors correspond to statistical projections (SD).

Figure 8.6 illustrates spatial patterns of the estimated  $RE$  index comparing the SD and DD projections of joint distribution functions under A2 scenario. The North Atlantic French area presents the maximum differences between methods, especially for the  $(\text{SWH}, T_{m02})$  distribution and B1 scenario (not shown) while both joint distributions along the East English Channel are very well reproduced by the SD with respect to DD for the three scenarios.

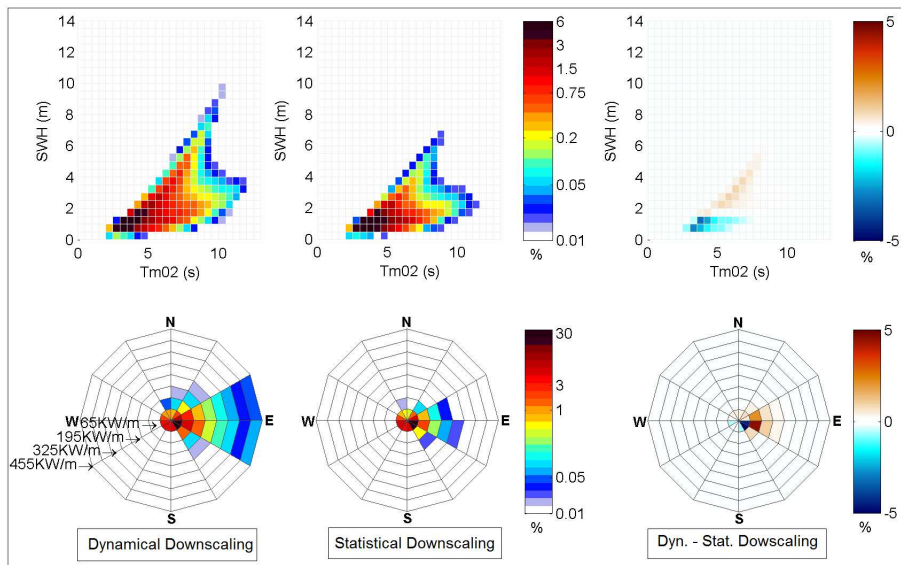


Figure 8.5: Joint distributions of annual climatology ( $\text{SWH}$ ,  $T_{m02}$ ) and  $(\text{POW}, \theta_m)$  at node 35 ( $3.26^{\circ}\text{W}$ ,  $47.07^{\circ}\text{N}$ : Atlantic coastline) for DD (left) and SD (center) of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT (2061-2100). Right pictures point out differences between both methods (DD-SD).



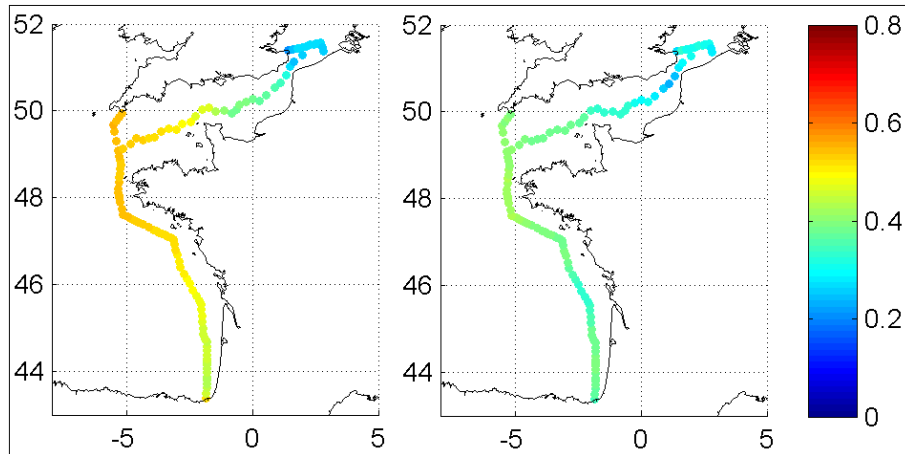


Figure 8.6: Relative entropy between DD and SD methods for the joint distributions  $(SWH, T_{m02})$  (left) and  $(POW, \theta_m)$  (right) for the A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT (2061-2100).

### Seasonal variability

Figure 8.7 illustrates means and standard deviations distributions of three scenarios provided by both downscaling methods. The variations within a year are similar, while some specific differences are noticeable. Mean distributions of SWH inform that there are respectively a slightly under- and overestimation of SWH for winter and summer months for the SD method compared to the DD. The associated standard deviation, represented by vertical bars, shows that the monthly variability of SWH is lower for SD than for the DD. Moreover, for summer and winter months, differences of means SWH between methods are larger than the differences between scenarios.

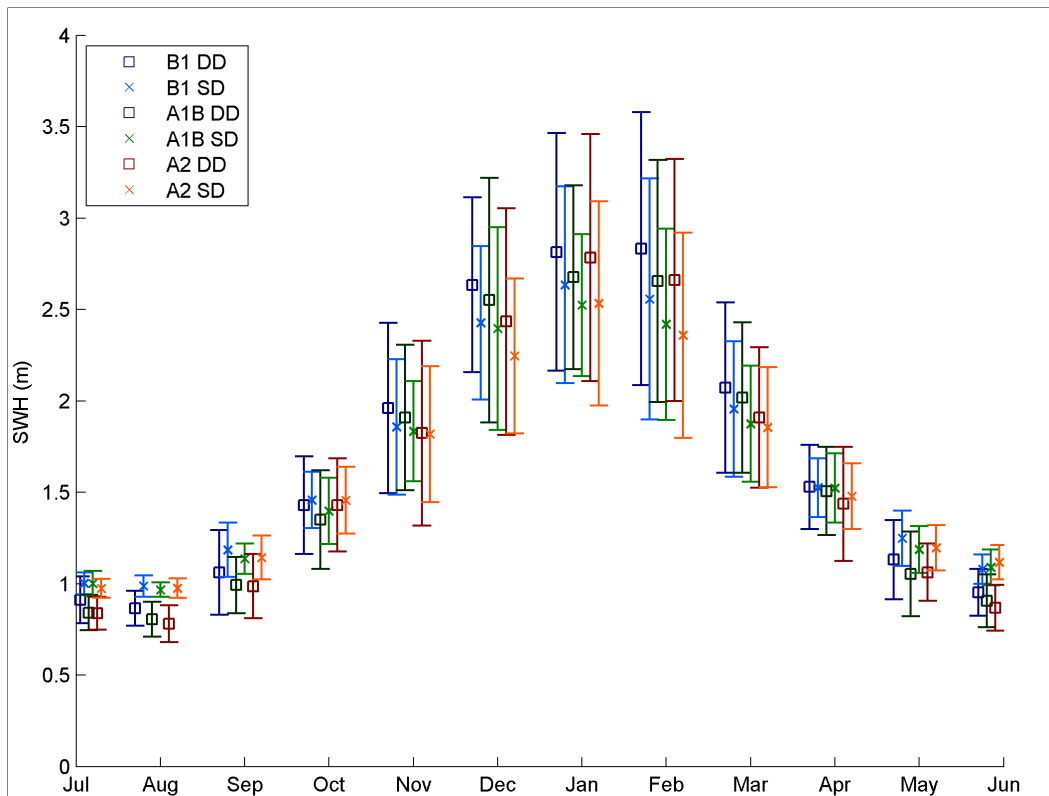


Figure 8.7: Distributions of monthly mean values and standard deviations of SWH from DD and SD from 2061 to 2100 for B1, A1B, A2 scenarios of ARPEGE-CLIMAT at node 35 ( $3.26^\circ\text{W}$ ,  $47.07^\circ\text{N}$ : Atlantic coastline).



Figure 8.8 completes the figure 8.7 with a spatial analysis of the relative differences of seasonal means (top) and standard deviation (bottom) of SWH between the DD and SD methods under A1B scenario. The highest relative differences of seasonal means of SWH for the intermediate climate scenario occur in summer along the Atlantic French coast reaching 22%. This corresponds to a SWH overestimation of about 0.15 m of the SD method compared to the DD. Still in summer, the differences in the East part of the English Channel and North Sea areas are quite lower (10 to 5 % i.e. SWH differences lower than 0.05 m) than along the Atlantic coastline. In winter, differences are more important in the North of the Atlantic area, near Brittany. Even if the relative differences in winter are quite lower than in summer (5 to 10%), this corresponds to an underestimation of SWH of about 0.20 to 0.25 m in this particular area. Everywhere else winter means of SWH are underestimated by the SD method with a difference lower than 0.10 m. The seasonal means of SWH during spring and autumn seasons are particularly well reproduced by the SD method. B1 and A2 scenarios provide similar seasonal spatial patterns while differences are slightly less important for the B1 scenario (up to 10%) and slightly more for the A2 scenario (up to 25%). Under A1B scenario, the highest differences of standard deviations of SWH between DD and SD methods are observed eastward of the English Channel and along the North Sea French coastline in summer and autumn. These areas present relative standard deviation difference of about 60%, in contrast with a value of 20% along the Atlantic French coastline and west English Channel. The other scenarios present similar spatial patterns while differences are more marked in spring and autumn for A2 scenario and in winter and summer for B1.

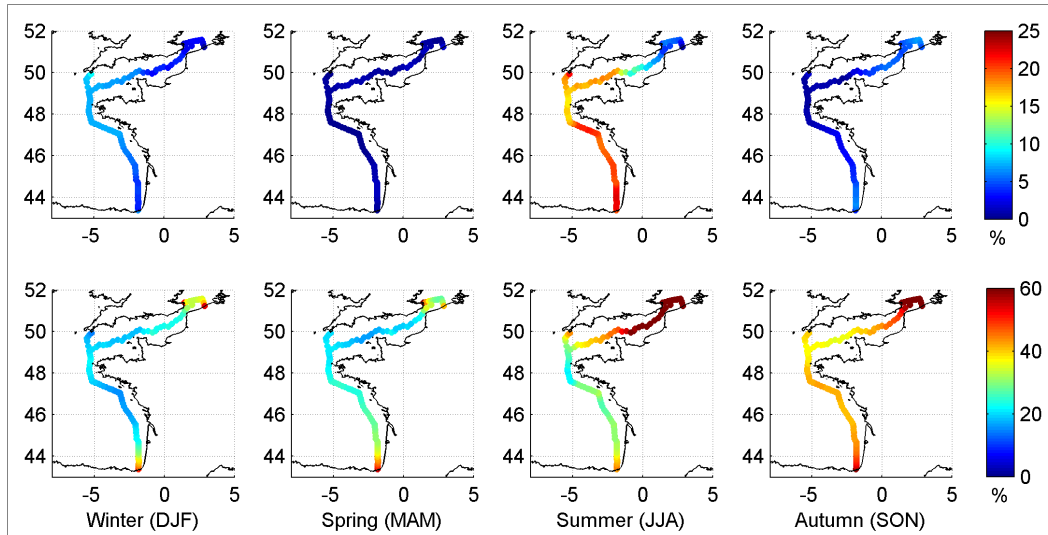


Figure 8.8: Relative differences (%) of means (top) and standard deviations (bottom) of seasonal SWH between DD and SD of A1B scenario of ARPEGE-CLIMAT with a monthly resolution (2061-2100).

Figures 8.9 and 8.10 focus on the comparison between the seasonal SWH and  $T_{m02}$  histogram distributions from the SD and DD methods at the location corresponding to grid-point 35. These figures also show a spatial evaluation of the dissimilarity between distributions for each variable by means of the relative entropy index (Eq. 8.5). Diagnostic results of both variables share same spatial patterns. We note very similar distributions of SWH and  $T_{m02}$  in spring and autumn between SD and DD methods for all locations. Highest differences occur in summer along the Atlantic area where occurrences of low value of SWH and  $T_{m02}$  are underestimated by SD. These results also point out an overestimation of high values in summer for the SD. There are also spatial dependences on the modelling of  $T_{m02}$  and SWH: all seasons but spring and all scenarios mark a boundary around Cotentin Peninsula. East English Channel is characterized by a better reproduction than the Atlantic area.

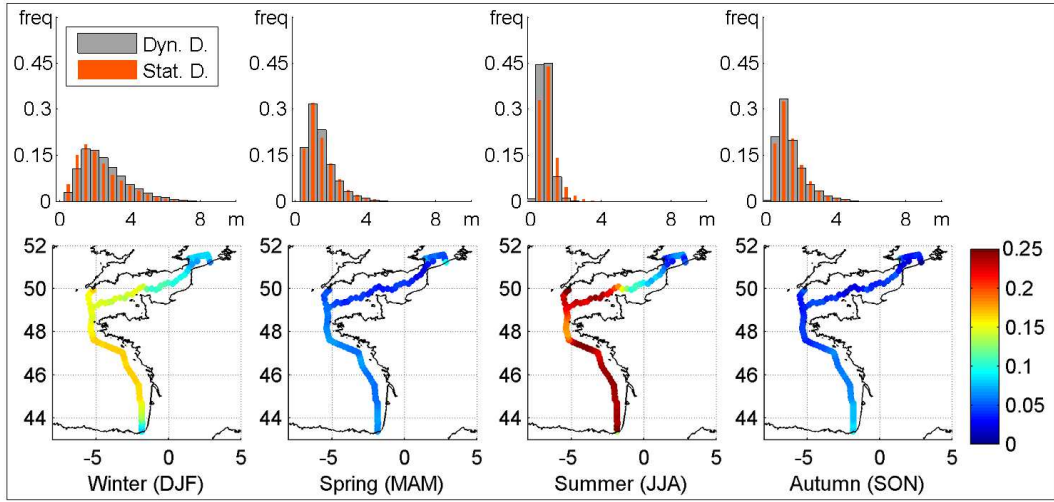


Figure 8.9: SWH seasonal histogram of DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT at node 35 (3.26°W, 47.07°N: Atlantic coastline) and associated relative entropy.

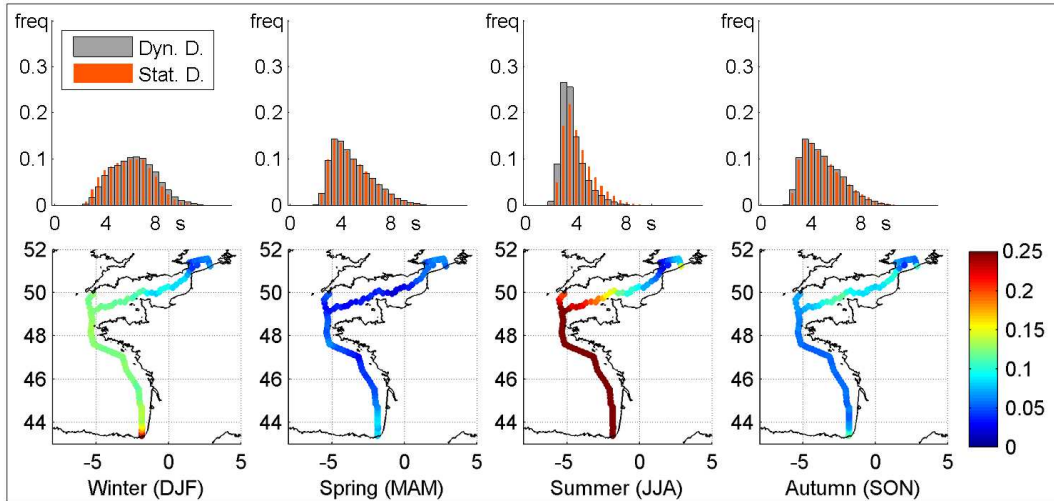


Figure 8.10:  $T_{m02}$  seasonal histogram of DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT at node 35 (3.26°W, 47.07°N: Atlantic coastline) and associated relative entropy.

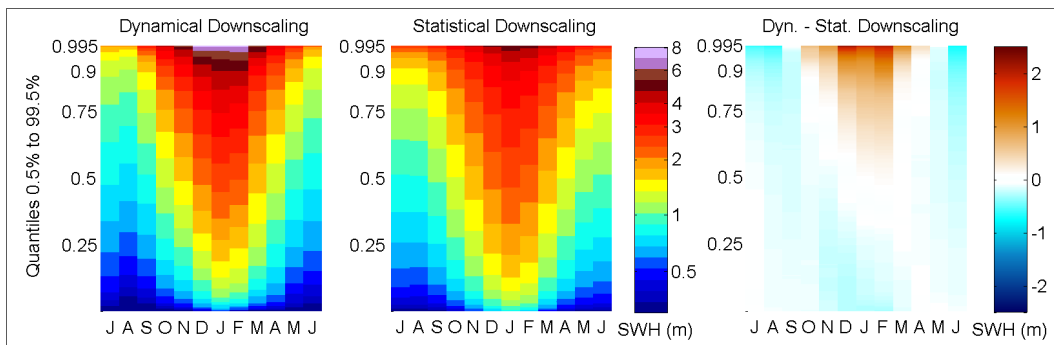


Figure 8.11: Monthly quantile distributions of SWH for DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT at node 35 (3.26°W, 47.07°N: Atlantic coastline) where each color corresponds to a SWH value. Left picture: dynamical projection (DD), centered picture: statistical projection (SD), right picture: difference between both methods (DD-SD).

Figure 8.11 shows a comparison of the SWH distribution from the 0.5<sup>th</sup> to the 99.5<sup>th</sup> percentile of the SD and DD methods for each month under A2 scenario. Results for the selected location (grid-node 35) indicate that the SD method underestimates the SWH values over the 75<sup>th</sup> percentile during winter months of around 1 m. This underestimation has been found all over the 110 nodes along French coast (not shown). The figure also points out a systematic overestimation of low percentiles of SWH during winter season and an overestimation of high percentiles during summer season by the SD approach.

### Interannual variability

As it is shown in figure 8.4, wave climate projections present a strong interannual variability, especially during winter seasons. The comparison of the monthly mean time series of SWH indicates that the SD approach is able to accurately reproduce mean estimations of the interannual variability. The ability of the SD to simulate these variations between years is shown in Figure 8.12 at six locations distributed along the French coast under the A2 scenario. The results are presented by crosses: each cross corresponds to a location and a downscaling method. Abscissa and ordinate axes correspond respectively to the mean and standard deviation of the SWH, the vertical bar corresponds to the averaged yearly standard deviation and the horizontal bar corresponds to the standard deviation of the yearly mean of SWH. Abscissae of the crosses approximately converge except for the southern location. It means that averaged SWH over forty years are quite close for both methods and the SD overestimates slightly SWH values of the southern location. SD standard deviation values are lower than DD standard deviation values. This indicates a loss of information of the intra-annual variability in the SD method also demonstrated in Graham *et al.* (2013). This loss is even higher for nodes characterized by high yearly mean values of SWH (along North Atlantic French coast particularly). Similar information is shown in the vertical bars, which are shorter for the SD projections than for the DD projections. Horizontal bars of both methods are well correlated. This corresponds to similar standard deviation of yearly SWH means. This result illustrates the conservation of the interannual variability of SWH using the SD method with respect to the DD one.

#### 8.1.1.5 Discussions and conclusion

This work compares the distributions of bulk wave parameters (significant wave height, mean period, mean direction and power flux) from two state-of-art downscaling methods applied for three climate change scenarios and one Global Climate Model (GCM) along the Atlantic, English Channel and North Sea French coastline in terms of seasonal, annual and interannual climatologies.

A weather pattern-based statistical downscaling method and a dynamical downscaling method from the ARPEGE-CLIMAT GCM have been applied to forecast future sea-state climate along the French coast under three greenhouse gas emission scenarios, namely B1, A1B and A2, for the target period 2061-2100. In the general context of estimating the potential climate change impact on wave climate, this work aimed to compare results of both projection methods, and to evaluate the ability of the statistical downscaling method to model future sea-state with respect to the dynamical downscaling projections considered as reference data. Besides, it emphasises that downscaling method uncertainties should be accounted for in the estimation of climate change impact, in the same way as models and scenarios uncertainties.

We have shown that the statistical projections are able to reproduce mean wave climatology as good as the dynamical projections with some differences for high and low values of SWH under the three climate scenarios. SWH dynamics at monthly, seasonal and annual scale are well reproduced. Distributions of hourly SWH and  $T_{m02}$  in spring and autumn are very similar for both methods but summer and winter projections reveal some differences. The largest of these discrepancies for A1B scenario correspond to a SWH overestimation of about 0.15 m in summer of the SD method along the Atlantic coastline and an underestimation of SWH of about 0.25 m in winter along Brittany region.

Note that, in terms of seasonal projections, differences between both methods are increasing from scenario B1 to A1B and from A1B to A2. An exhaustive comparison of statistical vs. dynamical methods is carried out by the analysis of the joint distributions of  $(SWH, T_{m02})$  and  $(POW, \theta_m)$ . This analysis indicates that the presence of wind sea is underestimated and young swell is slightly overestimated in the SD method.

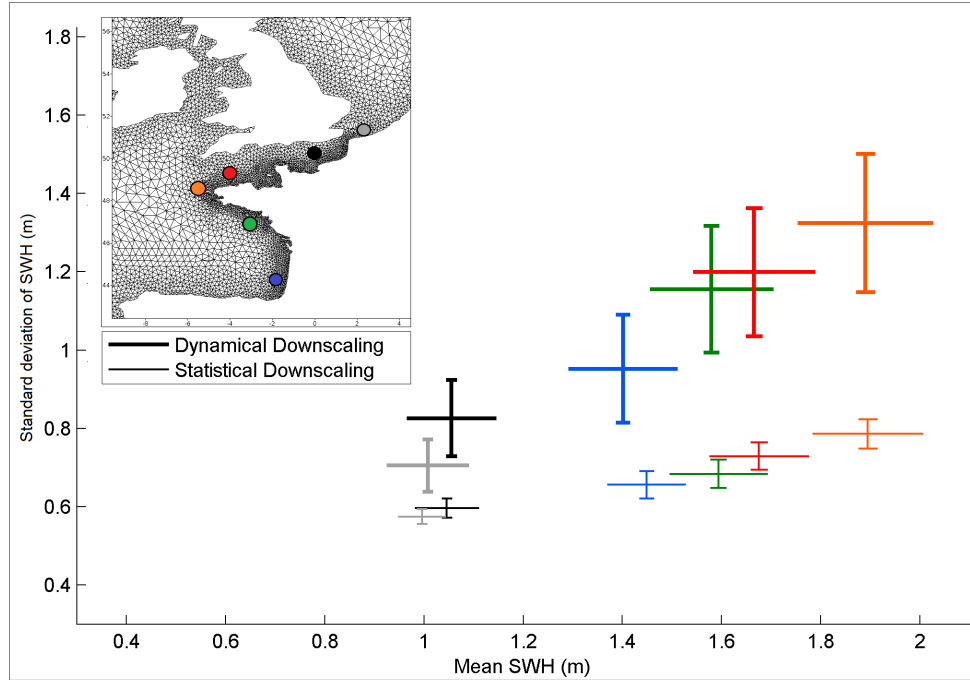


Figure 8.12: Interannual and intra-annual variability of SWH for 6 nodes around the French coast under DD and SD of A2 scenario of ARPEGE-CLIMAT. Center of each cross correspond to the means of yearly SWH (abscissa) and the means of yearly standard deviation (ordinate). Horizontal bars correspond to standard deviation of yearly means of SWH, while vertical bars correspond to the standard deviation of yearly standard deviation.

In terms of variability, comparisons reveal similar behavior for all scenarios except for the high and low percentiles of the SWH distribution. The statistical method exhibits limitations in modelling the tails of the wave probability distribution. Comparison of the SWH percentiles shows an underestimation of the SD method in winter season starting from the 75<sup>th</sup> percentile and reaching about 2 m for the 99<sup>th</sup> percentile along the Atlantic French coastline. However, some improvements of the statistical downscaling method could be considered to enhance modelling of wind seas and energetic sea-states. Some of them could concern the predictor definition, an increase of the spatial resolution or the inclusion of a model dedicated to extreme values in the statistical downscaling to better capture the upper tail of the SWH distribution.

Finally, considering limitations and advantages of both downscaling methods, the authors recommend to exploit the advantages of each technique. The statistical downscaling method could be applied with an ensemble of GCMs and scenarios to estimate the potential impact of climate change on mean wave climatology ; this would also provide an estimation of the associated uncertainties. The application of the dynamical downscaling projection can also complete the estimation of the possible impact of the climate change on more energetic sea state conditions.

**Acknowledgments:** *This work was carried out using ARPEGE-CLIMAT data, for which Météo-France is greatly acknowledged. The author also thanks to NOAA for providing the CFSR data. The work was partially funded by the French ANRT and project “IMAR21”(CTM2010-15009) from the Spanish Government.*

### 8.1.2 Comparaisons complémentaires des simulations dynamique et statistique de la période de référence 1961-2000

L'article présenté à la section 8.1.1 a mis en évidence les points forts et les points faibles de la méthode de projection statistique des états de mer futurs par rapport à la méthode de projection dynamique. Cependant deux questions subsistent : les différences entre les simulations dynamiques et statistiques de la période de référence du modèle climatique sont-elles du même ordre de grandeur que celles issues de scénarios de changement climatique différents ? Leur étude permet-elle d'estimer les différences entre les projections futures ?

Les réponses à ces questions sont apportées par plusieurs analyses dont l'étude saisonnière des hauteurs significatives de vagues  $H_{m0}$  et des périodes moyennes  $T_{m02}$  en un point de la façade Atlantique noté P1 (3.26°W, 47.07°N) présentée sur la figure 8.13. En complément, la figure 8.14 permet l'analyse des distributions jointes ( $H_{m0}, T_{m02}$ ) et du flux d'énergie moyen et de la direction moyenne de propagation ( $POW, \theta_m$ ), des quantiles extrêmes de  $H_{m0}$  en hiver et de la variabilité interannuelle de  $H_{m0}$  en trois points, des façades Atlantique (P1), Mer du Nord (P2 : 2.69°E, 51.57°N) et Manche (P3 : 0°E, 50.27°N) localisés par la figure 8.21.

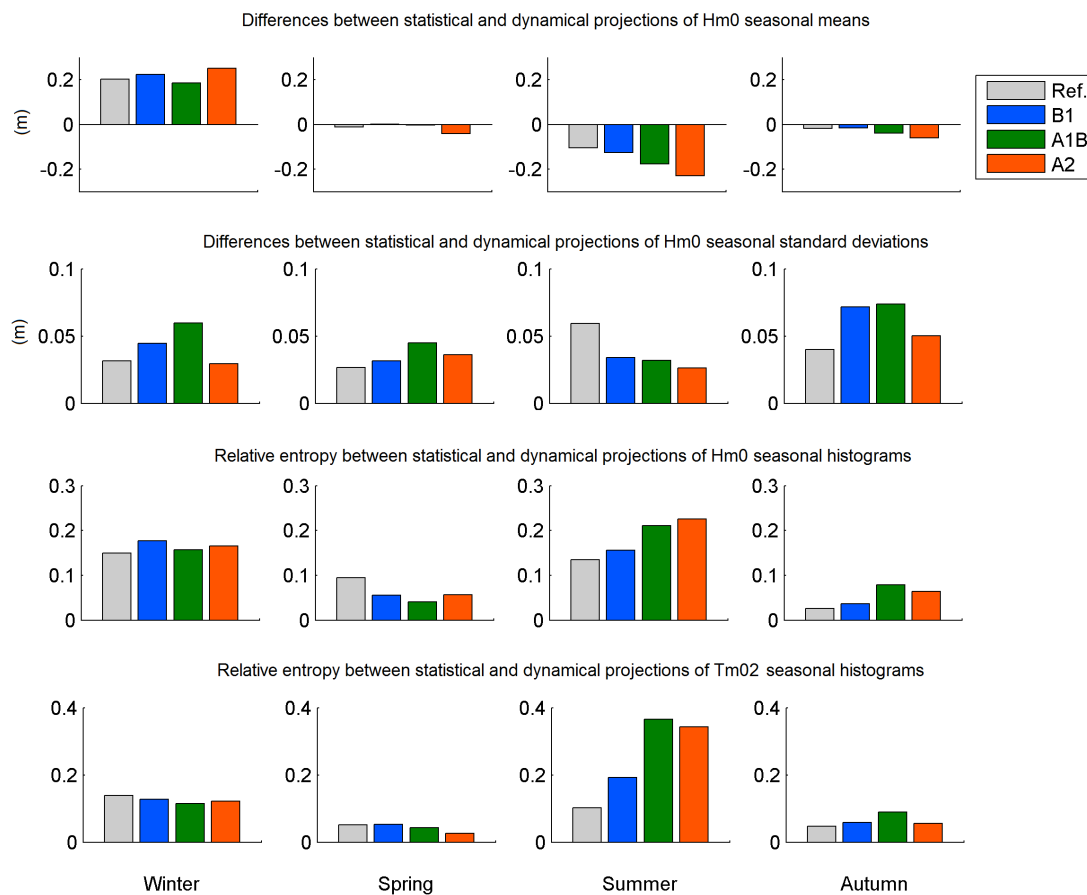


Figure 8.13: Comparaison des différences saisonnières entre les moyennes et écarts-types de  $H_{m0}$  (Dynamique - Statistique) et comparaison de l'entropie relative entre les histogrammes saisonniers de  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  issus de descentes d'échelle dynamique et statistique d'ARPEGE-CLIMAT au point P1 de l'Atlantique (3.26°W, 47.07°N) pour la période de référence (1961-2000) et les scénarios de changement climatique B1, A1B, A2 (2061-2100).

Pour les deux figures, les résultats de différence absolue et d'entropie relative entre les simulations dynamiques et statistiques sont représentés pour la période de référence de 1961 à 2000 et les trois scénarios de changement climatique B1, A1B et A2 de 2061 à 2100. L'entropie relative,

également nommée divergence de Kullback-Leibler, est rappelée par l'équation 8.5 ou  $P_{DD}$  et  $P_{SD}$  correspondent respectivement aux probabilités d'occurrence par classe des résultats de descente d'échelle dynamique et statistique.

$$RE(\frac{DD}{SD}) = \sum P_{SD} \log \frac{P_{DD}}{P_{SD}} \quad (8.6)$$

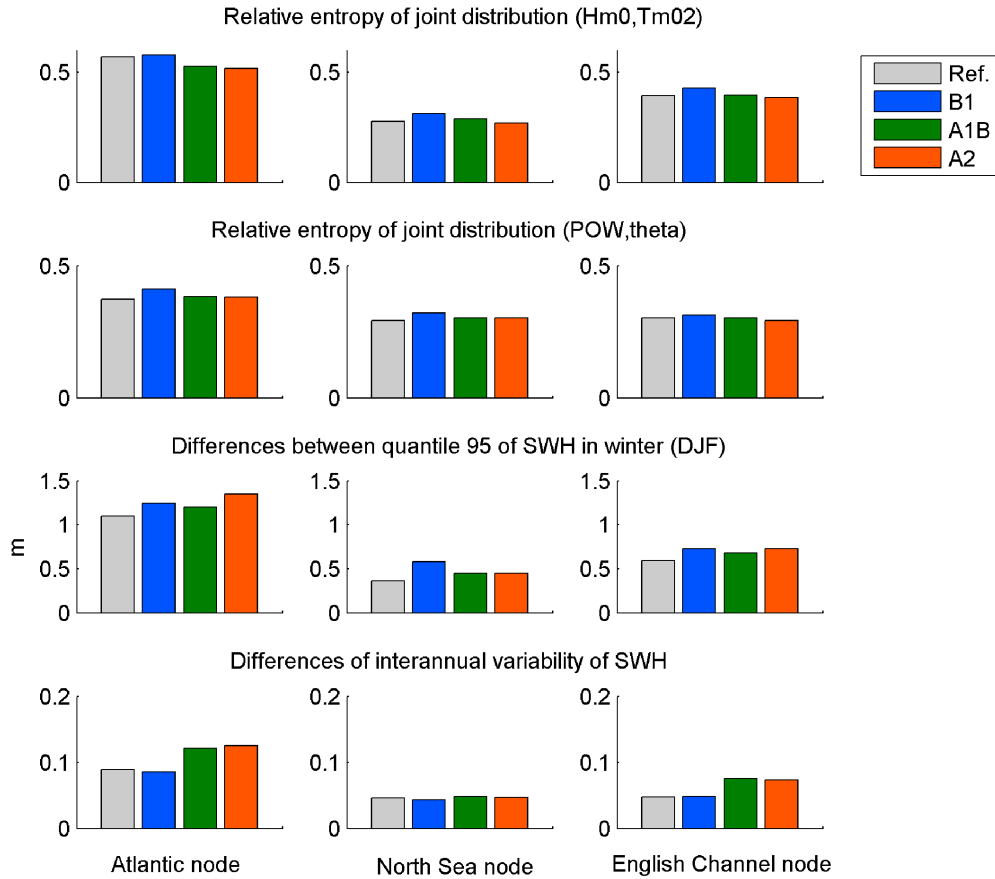


Figure 8.14: Comparaison des différences entre les distributions bivariées, le quantile 95 de  $H_{m0}$  en hiver et la variabilité interannuelle de  $H_{m0}$  issus des descentes d'échelle dynamique et statistique d'ARPEGE-CLIMAT aux trois points des façades Atlantique (P1 : 3.26°W, 47.07°N), Mer du Nord (P2 : 2.69°E, 51.57°N) et Manche (P3 : 0°E, 50.27°N) pour la période de référence (1961-2000) et les scénarios de changement climatique B1, A1B, A2 (2061-2100).

Les deux premières lignes de la figure 8.13 présentent respectivement les différences absolues entre les moyennes et écarts-types des  $H_{m0}$  saisonniers issus des projections dynamiques et statistiques. Pour la période future, comme pour le climat présent, nous retrouvons la sous-estimation des fortes hauteurs de vagues en hiver et la surestimation des faibles hauteurs de vagues en été de la descente d'échelle statistique par rapport à la descente d'échelle dynamique. Ensuite, nous observons que la différence entre les moyennes saisonnières est du même ordre de grandeur entre les scénarios et la période de référence en hiver, printemps et automne ; seule la différence estivale est davantage marquée par les scénarios futurs que par la période de référence. En outre, ceci se retrouve sur l'ensemble des côtes françaises en été où la différence des moyennes de  $H_{m0}$  est inférieure à 12% pour la période de référence, et de l'ordre de 15 à 25% pour les scénarios futurs. Du point de vue des différences de variabilité représentées par l'écart-type entre les simulations dynamiques et statistiques, l'ordre de grandeur entre la période de référence et les scénarios futurs est identique. Au point P1 de la façade Atlantique, la différence de variabilité est plus marquée en été pour la

période de référence que pour les scénarios futurs, mais moins marquée pour les autres saisons. Une étude spatiale de ces résultats, non présentée dans ce mémoire, montre que les différences de variabilité augmentent légèrement près de la côte aquitaine, à l'est de la Manche et au sud de la Mer du Nord.

Les deux dernières lignes de la figure 8.13 exposent respectivement les entropies relatives entre les histogrammes de  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  des simulations dynamiques vis-à-vis des simulations statistiques. Comme précédemment, les résultats présentent un ordre de grandeur similaire entre les simulations de la période de référence et celles des scénarios futurs, les différences les plus marquées se présentent en été où les surestimations des  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  issues des simulations statistiques sont plus marquées pour les scénarios futurs que pour la période de référence. Notons par ailleurs que le printemps et l'automne sont caractérisés par des valeurs plus faibles que l'hiver. Enfin, pour les autres saisons, l'entropie relative de la période de référence est proche de celles des scénarios futurs tant pour la comparaison des histogrammes de  $H_{m0}$  que de  $T_{m02}$ .

Les comparaisons de distributions bivariées  $(H_{m0}, T_{m02})$  et  $(POW, \theta_m)$  sont présentées sur les deux premières lignes de la figure 8.14 en trois points proches de côtes françaises Atlantique (P1), Mer du Nord (P2 : 2.69°E, 51.57°N) et Manche (P3 : 0°E, 50.27°N). En complément, les deux dernières lignes de la figure illustrent les différences entre simulations dynamiques et statistiques des quantiles 95 de  $H_{m0}$  en hiver et de la variabilité interannuelle de  $H_{m0}$  en ces trois mêmes points. A nouveau, les ordres de grandeur des résultats sont identiques pour les simulations issues de scénarios futurs et de la période de référence pour un lieu donné. Nous observons que la différence entre les résultats dépend davantage de la localisation que du scénario étudié. Ainsi, les écarts les plus marqués apparaissent au point de la façade Atlantique, suivi de celui de Manche, puis de Mer du Nord.

En conclusion, cette étude a permis de mettre en relief les différences entre simulations dynamiques et statistiques des états de mer futurs (2061-2100) issues d'ARPEGE-CLIMAT développées dans Laugel *et al.* (2013) par rapport aux différences issues des simulations dynamiques et statistiques de la période de référence (1961-2000). Nous avons montré que les différences entre simulations dynamiques et statistiques des états de mer de la période de référence sont du même ordre de grandeur que celles issues des scénarios de changement climatique pour divers paramètres : moyenne et variabilité saisonnières de  $H_{m0}$ , variabilité interannuelle de  $H_{m0}$ , histogrammes saisonniers de  $H_{m0}$  et de  $T_{m02}$ , distributions bivariées  $(H_{m0}, T_{m02})$  et  $(POW, \theta_m)$  et quantile 95 de  $H_{m0}$  en hiver. Les études saisonnières ont mis en avant la particularité de l'été où les différences entre les simulations dynamiques et statistiques peuvent varier sensiblement selon la période simulée. De ce fait, l'analyse des différences entre les résultats dynamiques et statistiques de la période de référence ne permet pas d'estimer avec précision les différences issues des projections de scénarios de changement climatique.

En conclusion, les résultats présentés ci-dessus confirment la capacité de la descente d'échelle statistique à simuler le climat de vagues présent comme le climat de vagues futur. Ainsi, en complément de la validation de la méthode statistique pour le climat présent à partir des bases ANEMOC-2 et CFSR (cf. chapitre 4), ces résultats sont une première approche pour confirmer l'hypothèse de stationnarité du modèle de régression statistique dans l'application de la descente d'échelle statistique de modèles climatiques.

## 8.2 Comparaison de l'estimation de l'impact du changement climatique par les méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique

### 8.2.1 Méthodologie d'estimation de l'impact du changement climatique

Afin d'enrichir la comparaison des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique, l'impact du changement climatique sur les états de mer à l'approche des côtes françaises a été calculé à l'aide



de chacune d'entre elles. Ainsi, la climatologie des états de mer calculée à partir du scénario de référence (1961-2000) a été retranchée à celles issues des projections des scénarios B1, A1B et A2 (2061-2100) du modèle ARPEGE-CLIMAT. Les résultats de cette comparaison présentés ci-dessous offrent une première estimation de l'impact du changement climatique en termes de moyennes et variabilités saisonnières de la hauteur significative de vagues  $H_{m0}$  et de la période moyenne  $T_{m02}$  ainsi qu'en terme de "variabilité inter-saisonnière" de  $H_{m0}$ . Par le terme variabilité inter-saisonnière, j'entends la variabilité de la variabilité intra-annuelle. La section 8.2.4 y fait référence de manière détaillée.

Pour la présentation des résultats d'impact du changement climatique, nous avons choisi de représenter uniquement les évolutions des états de mer en termes de moyenne et variabilité satisfaisant respectivement les tests statistiques de Welsh (1947) et Fisher à 95%. Le test de Welsh, cas particulier du test de Student (1908), vérifie ou rejette l'hypothèse nulle suivante : "deux échantillons indépendants de distribution normale et d'écarts-types inégaux inconnus ont une moyenne égale" et s'applique à l'étude de l'évolution des moyennes des paramètres réduits d'états de mer. Le test de Fisher vérifie ou rejette quant à lui, l'hypothèse nulle suivante : "deux échantillons indépendants de distributions normales ont un écart-type égal" ; il s'applique à l'étude de l'évolution de la variabilité des paramètres réduits des états de mer. Le rejet de ces tests permet d'affirmer que les évolutions des moyennes et écarts-types sont statistiquement significatives à 95%, c'est-à-dire qu'il y a moins de 5% de chance que les résultats soient dus au hasard. Ainsi, les figures 8.15 à 8.20 illustrent l'impact du changement climatique sur les  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  en termes d'intensité et de variabilité ; les couleurs variant du bleu au marron passant par le gris définissent une évolution statistiquement significative de moyennes ou écarts-types alors que les nœuds blancs correspondent à un résultat non significatif.

### 8.2.2 Application à l'intensité et la variabilité de $H_{m0}$

Dans cette section, nous comparons l'impact potentiel du changement climatique sur l'intensité et la variabilité des hauteurs significatives de vagues  $H_{m0}$  suite à l'application des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique. L'analyse a été réalisée par une approche saisonnière, et nous avons choisi de présenter uniquement les résultats d'évolution statistiquement significatifs au sens du test de Welsh (1947) ou de Fisher. De ce fait, les scénarios et saisons présentant peu, voire aucune évolution significative ne sont pas visualisés. C'est le cas notamment pour la saison d'hiver ou le scénario B1. Ainsi, nous présentons successivement les résultats pour la saison d'été présentant les évolutions les plus marquées et les saisons de printemps et d'automne caractérisées par certains comportements d'évolutions similaires.

#### *Saison d'hiver*

En hiver, quasiment aucune méthode ni scénario ne dégage d'estimation significative sur l'évolution de l'intensité ou de la variabilité de  $H_{m0}$ . Seule la descente d'échelle dynamique des scénarios A1B et A2 présente une diminution de l'intensité de  $H_{m0}$  de l'ordre de -20 cm pour une dizaine de nœuds localisés au sud de la façade Atlantique.



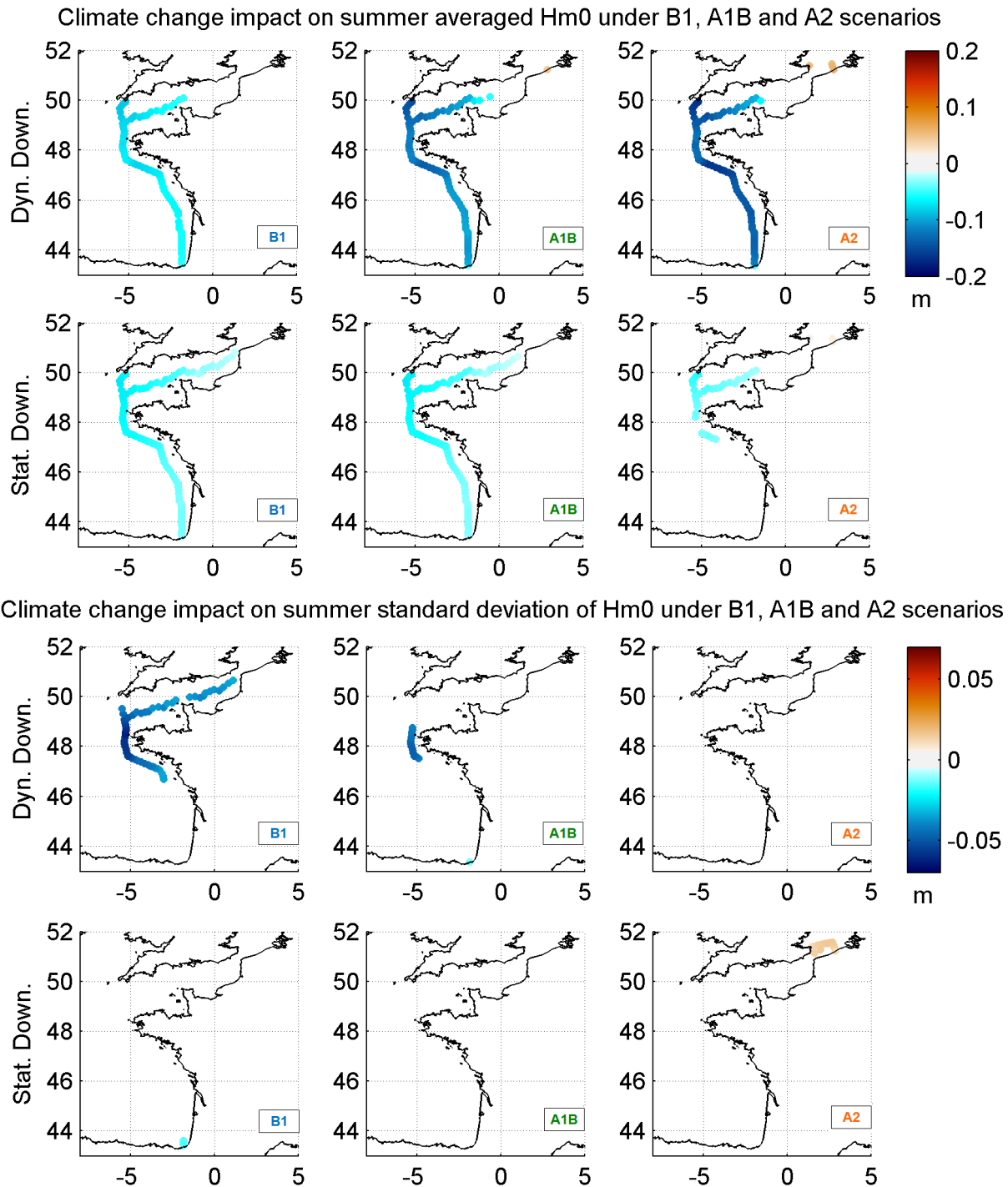
*Saison d'été*

Figure 8.15: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welsh ou Fisher sur la moyenne et la variabilité de  $H_{m0}$  en été suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

La figure 8.15 présente l'impact du changement climatique sur les moyennes et variabilités de  $H_{m0}$  en été pour les deux méthodes et les trois scénarios de changement climatique. Une tendance uniforme de diminution des moyennes estivales de  $H_{m0}$  se dégage sur les côtes Atlantique et Manche accompagnée d'une diminution significative de variabilité inter-estivale estimée par la descente d'échelle dynamique des scénarios A1B et B1. En complément, la méthode dynamique indique une augmentation des valeurs moyennes de  $H_{m0}$  aux abords de la Mer du Nord pour le scénario A2 en

particulier, et très légèrement pour le scénario A1B. Enfin, le seul terme significatif de variabilité inter-estivale de  $H_{m0}$  en Mer du Nord est issu de la descente d'échelle statistique du scénario A2 présentant une augmentation de celle-ci.

Ainsi, les résultats de l'impact du changement climatique sur les  $H_{m0}$  moyens en été présentent des évolutions similaires pour les deux méthodes appliquées. Des nuances entre les résultats existent, notamment une diminution de  $H_{m0}$  plus marquée par l'application de la méthode dynamique. Rappelons néanmoins que l'été correspond à la saison présentant les résultats les plus critiques de la méthode de descente d'échelle statistique par rapport à la méthode dynamique (Laugel *et al.*, 2013).

### *Saisons de printemps et d'automne*

Les figures 8.16 et 8.17 présentent les résultats d'impact du changement climatique sur le climat moyen et la variabilité des  $H_{m0}$  pour les saisons de printemps et d'automne. A nouveau, seuls les résultats significatifs ont été présentés sur ces figures.

Les  $H_{m0}$  moyens au printemps et en automne diminuent sous l'impact du changement climatique pour les deux méthodes de descente d'échelle des scénarios A1B et A2 (Figures 8.16 et 8.17). Les diminutions les plus fortes se trouvent le long de la façade Atlantique - respectivement au niveau des côtes bretonnes et aquitaines pour le printemps et l'automne -, puis en Manche, et enfin aux abords de la Mer du Nord. A nouveau, l'intensité de la diminution est plus forte par la projection dynamique, mais la projection statistique présente des résultats significatifs selon le test de Welsh à 95%, sur une emprise plus large que la méthode dynamique. Cette différence est particulièrement marquée au printemps où la projection dynamique du scénario A1B ne montre un résultat significatif qu'au sud de la façade Atlantique entre 44 et 46°N, alors que la projection statistique présente un résultat significatif sur l'ensemble de la façade Atlantique jusqu'au delà de 49°N.

Si les projections de  $H_{m0}$  prédisent une diminution statistiquement significative pour les scénarios A1B et A2 et les deux méthodes de descente d'échelle au printemps et en automne, la projection des variabilités de  $H_{m0}$  est plus contrastée. En effet, l'évolution de la variabilité de  $H_{m0}$  n'est pas significative pour le printemps, alors que les méthodes dynamique et statistique présentent des évolutions significatives pour certains scénarios et localisations géographiques spécifiques en automne.

En automne, la méthode dynamique prédit une augmentation de la variabilité de  $H_{m0}$  en Manche pour les scénarios B1 et A2 alors que la méthode statistique prédit une diminution de celle-ci au sud de la façade Atlantique pour le scénario A1B (Figure 8.17).

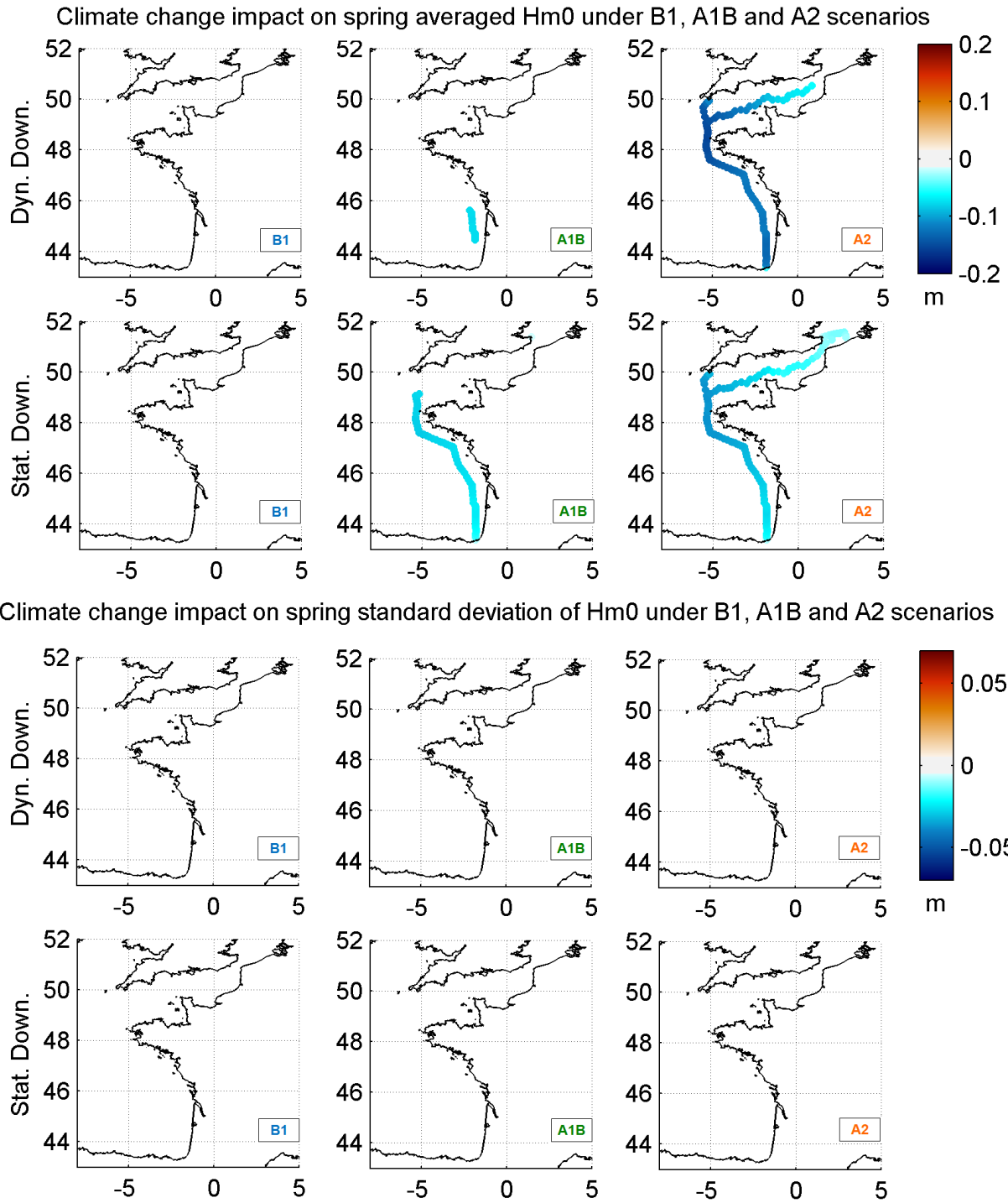


Figure 8.16: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welsh ou Fisher sur la moyenne et la variabilité de  $H_{m0}$  au printemps suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

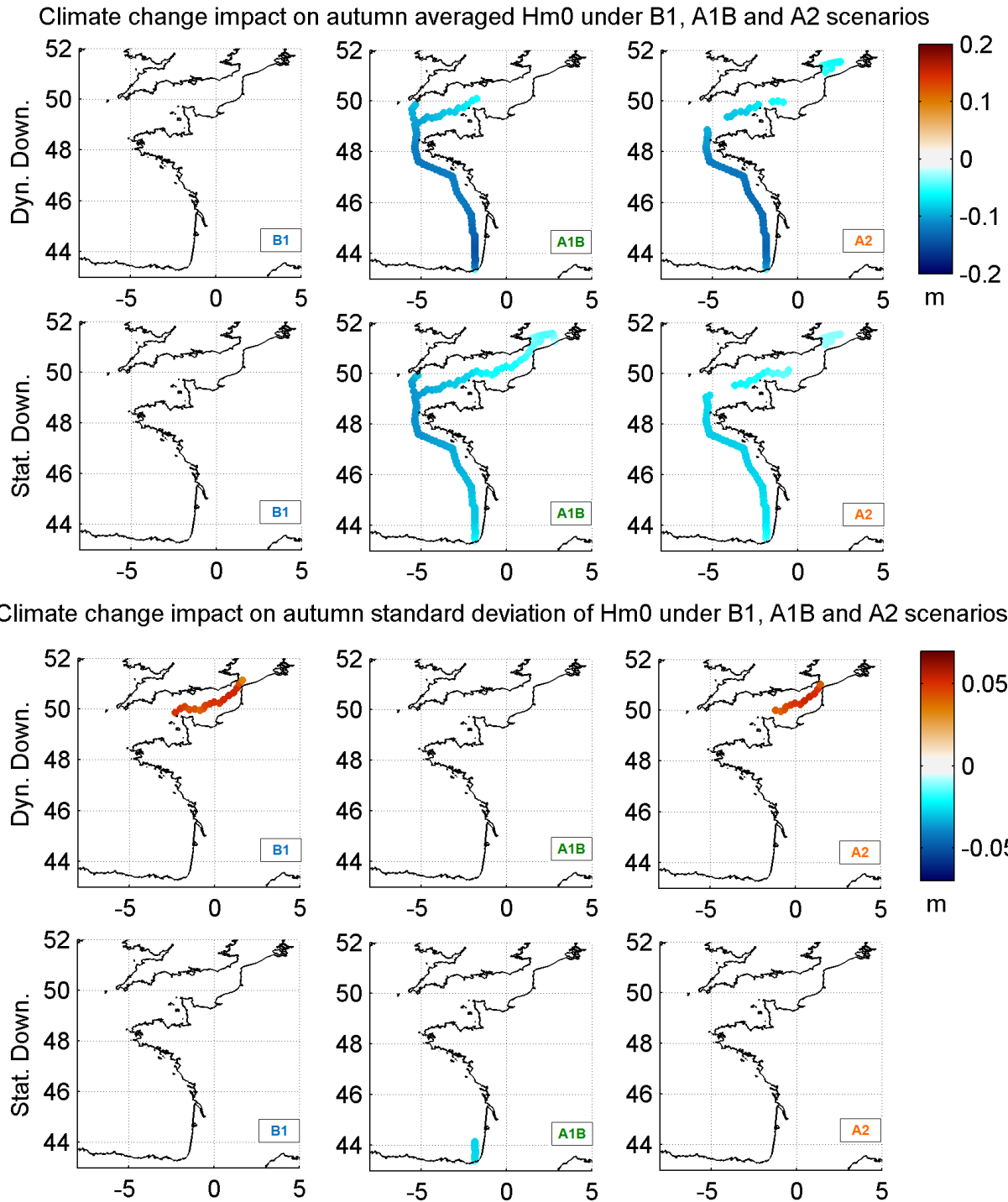


Figure 8.17: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welsh ou Fisher sur la moyenne et la variabilité de  $H_{m0}$  en automne suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

### 8.2.3 Application à l'intensité et variabilité de $T_{m02}$

L'étude de l'évolution des périodes moyennes  $T_{m02}$  a été réalisée en termes d'intensité et de variabilité au même titre que l'étude de l'évolution des  $H_{m0}$ . A nouveau, l'approche saisonnière est présentée et seuls les résultats satisfaisant les tests de Welsh ou Fisher à 95% sont illustrés par les figures 8.18, 8.19 et 8.20. De ce fait, les évolutions hivernales ne sont pas représentées, tout comme celles du scénario B1 au printemps.

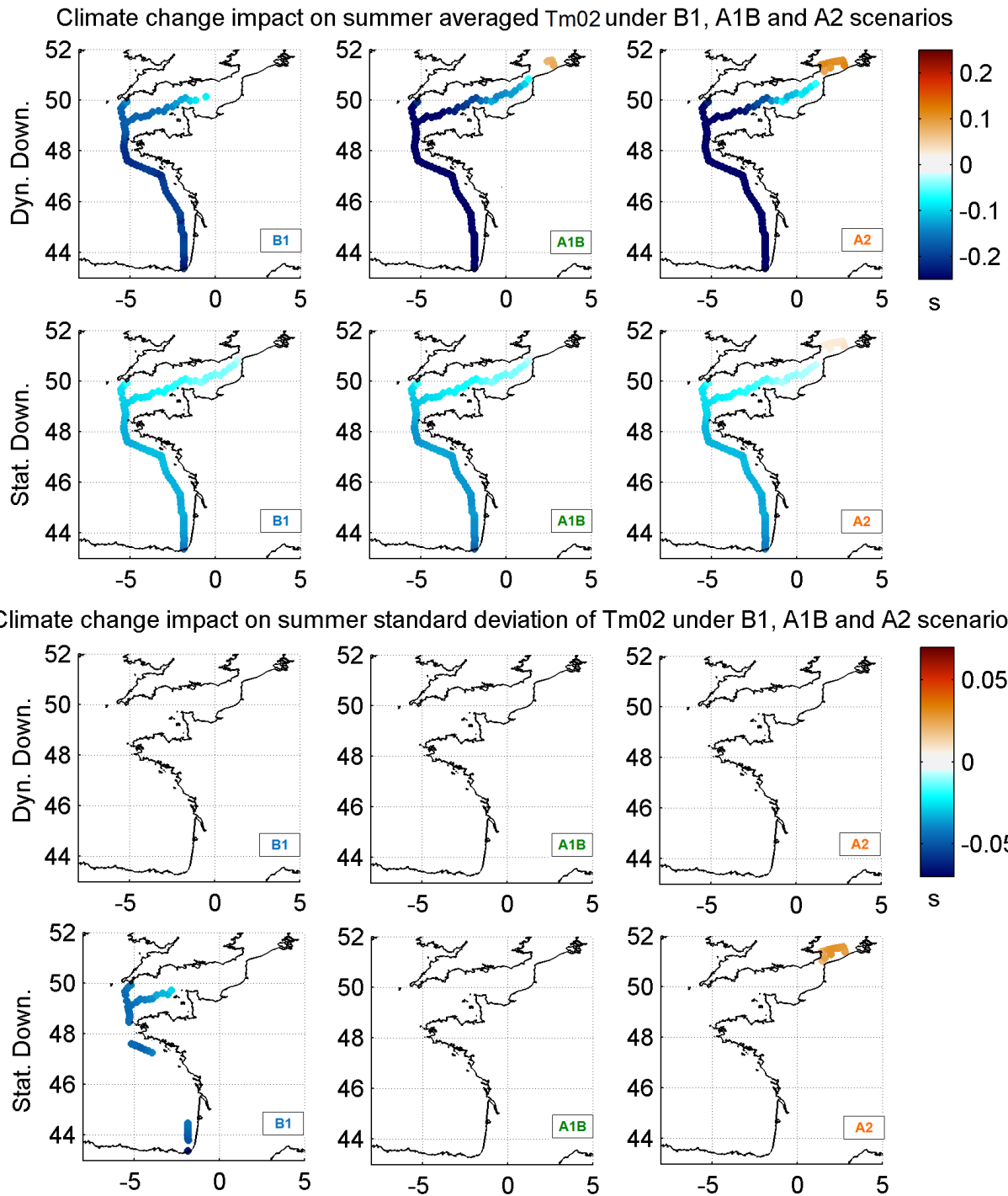
*Saison d'été*

Figure 8.18: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welsh sur la moyenne, et au sens du test de Fisher sur la variabilité de  $T_{m02}$  en été suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

Les évolutions de  $T_{m02}$  les plus marquées ont lieu en été (Figure 8.18) où la moyenne de  $T_{m02}$  diminue le long de la façade Atlantique et en Manche pour les deux méthodes de descente d'échelle et les trois scénarios avec une intensité d'évolution plus marquée suite à l'application de la méthode dynamique. Les scénarios A1B et A2 se traduisent par une augmentation significative de la moyenne de  $T_{m02}$  aux abords de la Mer du Nord, résultats à nouveaux plus marqués par la méthode dynamique que statistique. Enfin, seule la méthode statistique expose une évolution significative de la variabilité

inter-estivale de  $T_{m02}$  : le scénario B1 produit une diminution en certaines zones de la façade Atlantique et dans la partie ouest de la Manche alors que le scénario A2 produit une augmentation de variabilité aux abords de la Mer du Nord.

### Saison de printemps

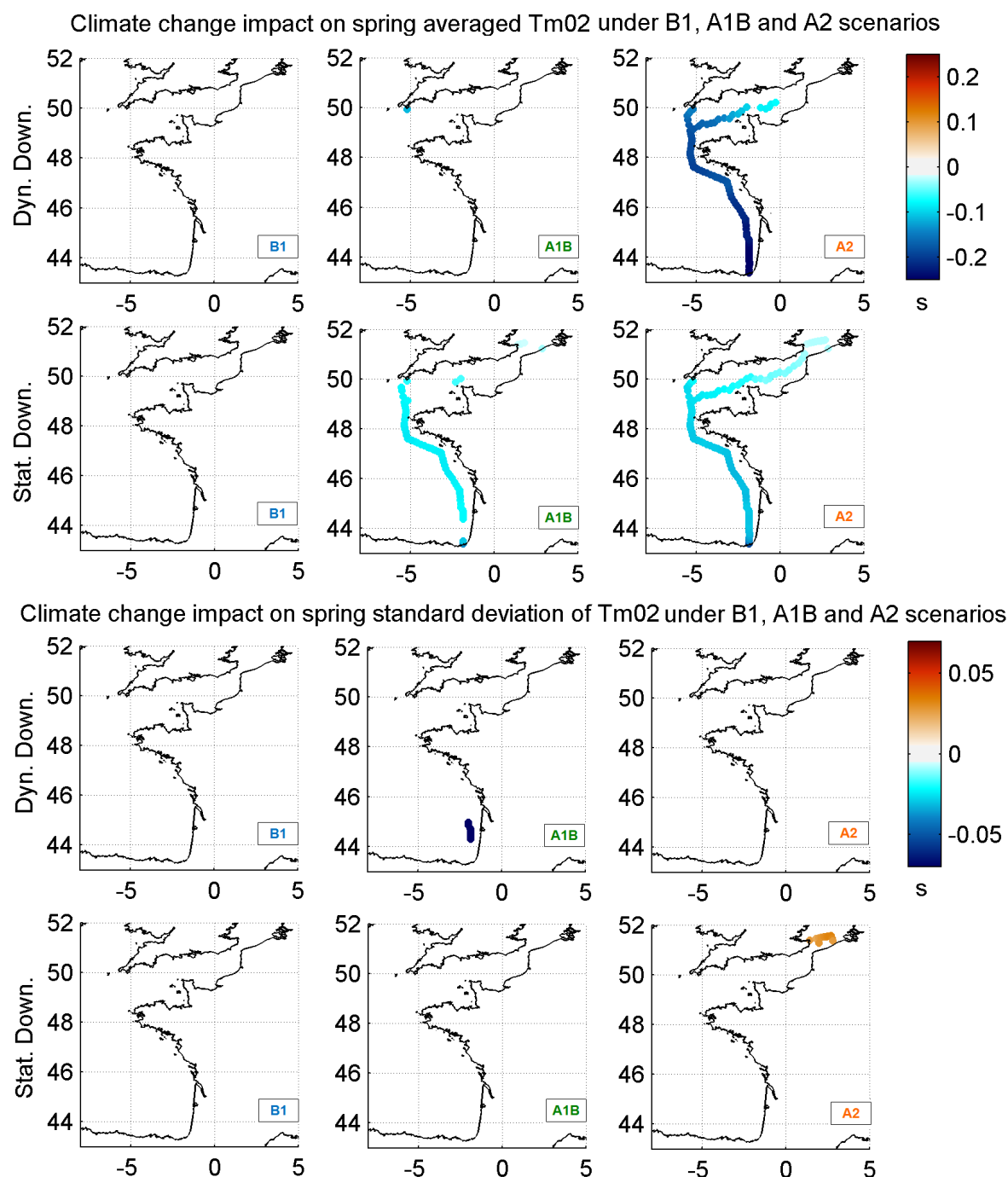


Figure 8.19: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welch sur la moyenne, et au sens du test de Fisher sur la variabilité de  $T_{m02}$  au printemps suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

Au printemps, le scénario A2 se traduit par une diminution des moyennes de  $T_{m02}$  autour des côtes françaises pour les deux méthodes de descente d'échelle alors que le scénario A1B prévoit une diminution des moyennes de  $T_{m02}$  sur la façade Atlantique uniquement pour la descente d'échelle

statistique.

Les évolutions de variabilité associées indiquent une diminution de la variabilité de  $T_{m02}$  sur une zone réduite de la façade Atlantique sud pour la descente d'échelle dynamique du scénario A1B alors que la descente d'échelle statistique du scénario A2 prédit une augmentation de la variabilité aux abords de la Mer du Nord.

### Saison d'automne

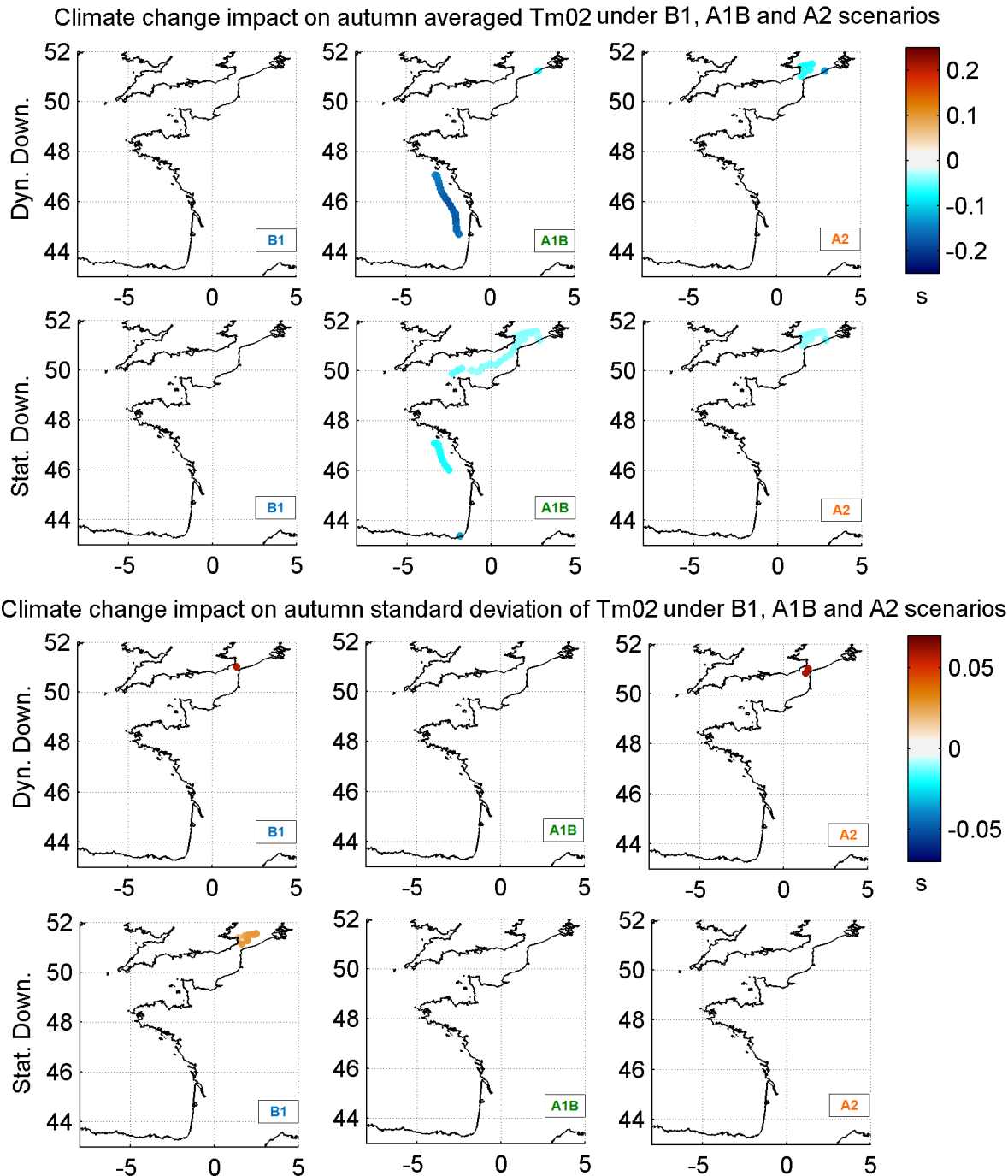


Figure 8.20: Comparaison de l'impact du changement climatique statistiquement significatif au sens du test de Welsh sur la moyenne, et au sens du test de Fisher sur la variabilité de  $T_{m02}$  en automne suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

L'évolution des moyennes automnales de  $T_{m02}$  n'est statistiquement significative qu'en certaines



zones localisées : les méthodes dynamique et statistique prédisent une diminution de  $T_{m02}$  aux abords de la Mer du Nord pour le scénario A2 et en certains points de la façade Atlantique et Manche pour le scénario A1B.

En complément, les seuls résultats statistiquement significatifs d'évolution de la variabilité inter-automnale sont localisés aux abords de la Mer du Nord où la descente d'échelle dynamique des scénarios B1 et A2 ainsi que la descente d'échelle statistique du scénario B1 indiquent une augmentation de la variabilité de  $T_{m02}$ .

#### 8.2.4 Application à la variabilité inter-saisonnière de $H_{m0}$

Suite à ces analyses, on retient que la comparaison des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique en terme de variabilité interannuelle d'une saison s'avère délicate. En effet, un unique résultat statistiquement significatif est commun aux deux méthodes en fonction d'un lieu, d'une saison et d'un scénario donnés, il s'agit de l'augmentation de la variabilité de  $T_{m02}$  aux abords de la Mer du Nord pour le scénario B1 en automne.

Pour pallier ce manque, nous comparons la variabilité des écarts-types de  $H_{m0}$  issus des descentes d'échelle dynamique et statistique, que nous nommons “variabilité inter-saisonnière”. Le schéma de principe de la figure 8.22 permet de clarifier la lecture des résultats présentés par la figure 8.23. Pour traiter la variabilité inter-saisonnière, l'échantillon  $X$  (Equation 8.7) des moyennes annuelles  $\overline{H_{m0(i)}}$  et l'échantillon  $\sigma(H)$  (Equation 8.8) des écarts-types annuels  $\sigma(H_{m0(i)})$ , où  $H_{m0(i)}$  correspond aux hauteurs significatives de vagues de résolution horaire de l'année  $i$ , sont calculés en six points des façades Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France, illustrés par une couleur spécifique sur la figure 8.21, pour la période de référence 1961-2000 et la période future à partir du scénario A2.

$$X = \overline{H_{m0(2061)}}, \overline{H_{m0(2062)}}, \dots, \overline{H_{m0(2100)}} \quad (8.7)$$

$$\sigma(H) = \{\sigma(H_{m0(2061)}), \sigma(H_{m0(2062)}), \dots, \sigma(H_{m0(2100)})\} \quad (8.8)$$

Ainsi, le terme de variabilité inter-saisonnière est représenté par l'écart-type des écarts-types annuels, c'est à dire  $\sigma(\sigma(H))$ . Sur le schéma de principe 8.22, il est représenté par la barre verticale d'abscisse  $\overline{X}$  (i.e. moyenne des moyennes annuelles de  $H_{m0}$ ) et centré sur l'ordonnée  $\overline{\sigma(H)}$  (i.e. moyenne des écarts-types annuels de  $H_{m0}$ ).

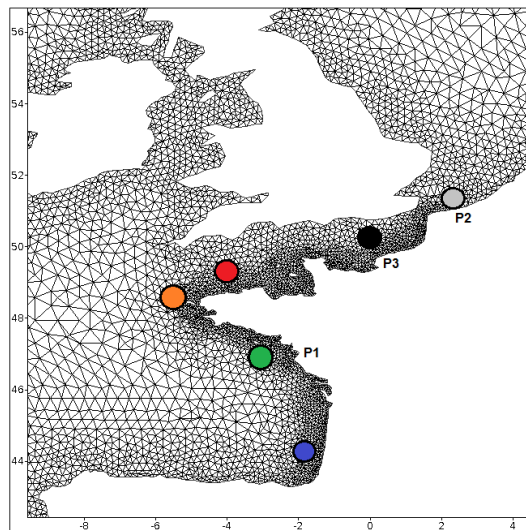


Figure 8.21: Localisation et association des couleurs présentant les six points “résultats”.



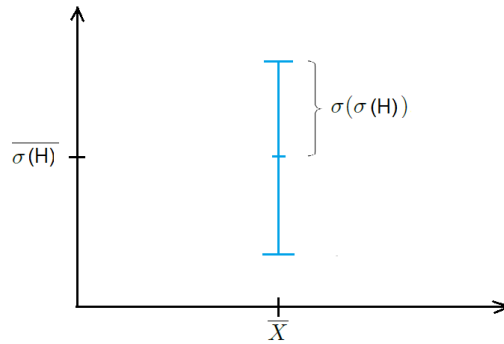


Figure 8.22: Schéma de principe de la visualisation de la variabilité inter-saisonnière.

Evolution of interannual variability of mean SWH from the reference period [1961-2000] to A2 scenario [2061-2100]

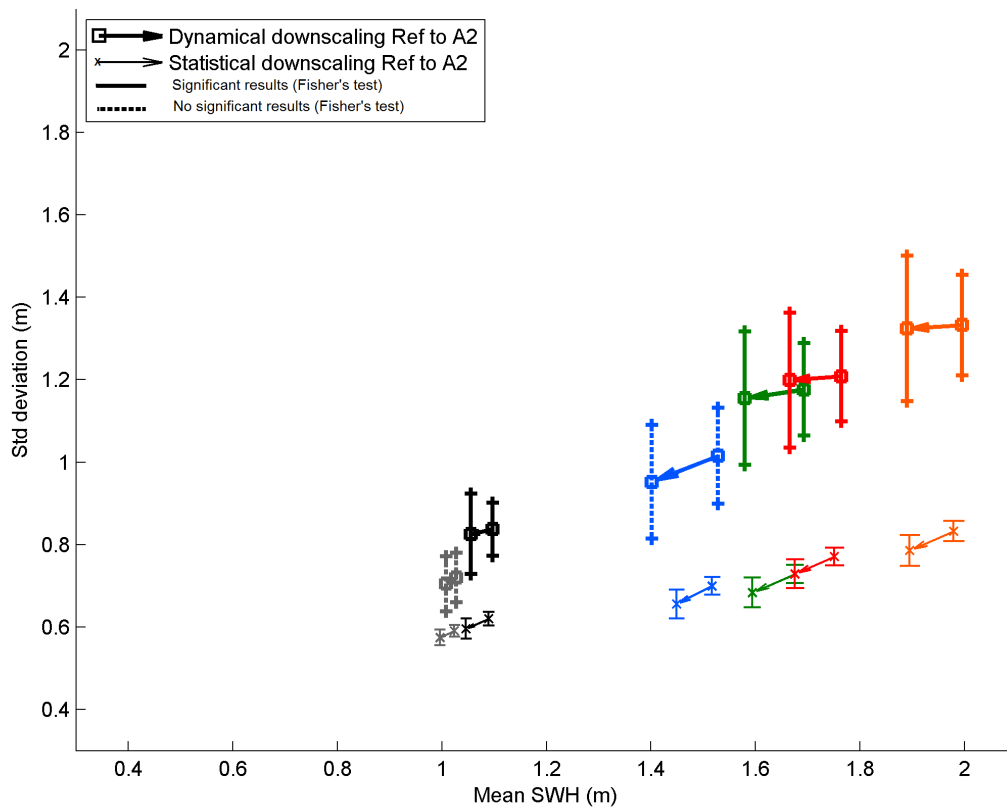


Figure 8.23: Comparaison de l'impact du changement climatique sur les variabilités inter-saisonnières de  $H_{m0}$  en six points "résultats" suite à l'application des descentes d'échelle dynamique et statistique du scénario A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

Ainsi, la figure 8.23 présente les résultats d'évolution de la variabilité inter-saisonnière de  $H_{m0}$  sous l'impact du changement climatique à partir des descentes d'échelle dynamique (trait épais) et statistique (trait fin) du scénario A2 qui présente les évolutions les plus fortes parmi les trois scénarios traités. Les variabilités inter-saisonnières de la période de référence (1961-2000) et du scénario futur sont reliées par une flèche indiquant le sens chronologique. Un résultat précédemment connu, visible sur le graphique par l'orientation des flèches, montre une diminution des moyennes annuelles de  $H_{m0}$  aux six points considérés. En complément, si l'ensemble des résultats est indiqué sur le graphique, seuls ceux représentés par un trait continu sont significatifs à 95% selon le test de Fisher. Ceci est le cas pour les six points à partir de la descente d'échelle statistique, mais seulement pour quatre d'entre eux pour la descente d'échelle dynamique. Nous observons une augmentation

de la variabilité inter-saisonnière d'après le scénario A2 en chacun des points où les résultats sont significatifs. Ainsi, malgré une perte d'information sur la variabilité inter-saisonnière de la descente d'échelle statistique par rapport à la descente d'échelle dynamique pour la projection d'un scénario futur discutée dans Laugel *et al.* (2013), les résultats de la figure 8.23 montrent que l'évolution de la variabilité inter-saisonnière, sous l'effet du changement climatique, est reproduite par la méthode statistique, quasiment aussi bien que par la méthode dynamique.

### 8.2.5 Conclusions

Ces analyses prospectives d'impact du changement climatique sur les états de mer montrent que la méthode de descente d'échelle statistique est capable de reproduire les tendances d'évolution des états de mer futurs en terme d'intensité et variabilité au même titre que la méthode dynamique ; seule l'intensité des évolutions diffère. Par ailleurs, la disparité et l'incertitude des résultats dues non seulement aux scénarios, mais également à la méthode de descente d'échelle appliquée, est mise en évidence. En effet, pour une saison et un paramètre donnés, les différences les plus marquées entre deux résultats sont tantôt liées au choix du scénario de changement climatique et tantôt liées à la méthode de descente d'échelle appliquée.

Le tableau 8.1 décline les cas d'évolution des moyennes de  $H_{m0}$  et de  $T_{m02}$  par saison. C'est ainsi qu'en été, les différences les plus marquées entre moyennes de  $H_{m0}$  ou de  $T_{m02}$  sont liées à la méthode appliquée. Ce résultat lié à la saison estivale peut s'expliquer par la difficulté de la méthode statistique à reproduire le climat de vagues en cette saison (Laugel *et al.*, 2013), mais un résultat similaire apparaît en automne pour la projection des moyennes de  $T_{m02}$ , ce qui souligne la nécessité de prendre systématiquement en compte les incertitudes liées aux méthodes de descente d'échelle.

	Hiver	Printemps	Été	Automne
Moyenne $H_{m0}$	non significatif	scénario	méthode	scénario
Moyenne $T_{m02}$	non significatif	scénario	méthode	méthode en Atlantique scénario en Manche / Mer du Nord

Tableau 8.1: Source d'incertitude majeure pour l'estimation de l'impact du changement climatique sur les moyennes saisonnières de  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  entre les hypothèses de scénarios de changement climatique et méthodes de descente d'échelle.

Ainsi, indépendamment des incertitudes liées au choix d'un modèle climatique GCM, celles liées au choix d'une méthode de descente d'échelle sont du même ordre de grandeur que celles issues des scénarios de changement climatique. En conclusion, nous recommandons de prendre en compte des incertitudes liées aux méthodes, scénarios et GCMs lors de l'estimation de l'impact possible du changement climatique sur les états de mer.



## Chapitre 9

# Evolution du climat de vagues en Atlantique Nord-Est

Dans l'objectif de compléter l'étude des impacts possibles du changement climatique sur les états de mer en Atlantique nord-est, ce chapitre détaille les résultats de la descente d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT pour les paramètres d'états de mer (hauteur significative  $H_{m0}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , direction moyenne  $\theta_m$  et flux d'énergie moyen  $POW$ ) dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord. Les résultats présentés correspondent à l'estimation des impacts du changement climatique sur la période 2061-2100 selon les scénarios B1, A1B et A2, i.e. la climatologie de la période de référence 1961-2000 a été soustraite à celles issues des scénarios futurs 2061-2100.

Le chapitre est organisé en deux parties, la première présente l'évolution de la climatologie moyenne des états de mer sur l'ensemble des zones d'intérêt en termes de moyenne, variabilité saisonnière et variabilité interannuelle, ainsi qu'une première estimation de l'évolution des états de mer extrêmes. La seconde quantifie les évolutions du climat moyen des vagues en trois points du domaine : Golfe de Gascogne, Manche et Mer du Nord. Par ailleurs, les distributions jointes  $(H_{m0}, T_{m02})$ ,  $(\theta_m, POW)$  et la distribution mensuelle des quantiles de  $H_{m0}$  sont présentées. Enfin, les évolutions des paramètres d'états de mer statistiquement significatives selon les tests de Welsh (1947), Fisher ou Hotelling (1931), sont présentées, et l'ensemble de ces résultats est confronté à la climatologie actuelle des états de mer extraite de la base ANEMOC-2 sur la période 1979-2009 (cf. chapitre 5).

### 9.1 Analyse spatiale du climat moyen de vagues sur la période 2061-2100

#### 9.1.1 Variabilité saisonnière : évolution des moyennes saisonnières

Les figures 9.1, 9.2, 9.3 et 9.4 illustrent l'évolution de l'intensité moyenne des paramètres d'états de mer  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sous les trois scénarios de changement climatique du modèle ARPEGE-CLIMAT : B1, A1B et A2, pour les saisons hiver, printemps, été et automne respectivement sur la période 2061-2100. Les zones où des points apparaissent en surimpression correspondent à une évolution statistiquement significative à 95% selon le test de Welsh (1947).

- Dans la zone Golfe de Gascogne et Atlantique nord-est (de 40°N à 60°N et de 14°W aux côtes européennes), les évolutions des moyennes des paramètres d'états de mer varient suivant la latitude. En effet, le domaine est séparé par une frontière au nord / sud par rapport à laquelle les évolutions des paramètres divergent pour une saison et un scénario donnés.
  - L'hiver (Figure 9.1) est la saison où la localisation de la séparation est la plus variable. Pour  $H_{m0}$ , elle évolue de 45, 50 à 55°N selon les scénarios B1, A1B et A2. Au nord de

cette séparation,  $H_{m0}$  augmente alors qu'au sud de celle-ci  $H_{m0}$  diminue. Les scénarios A1B et A2 indiquent une diminution significative de  $H_{m0}$  le long des côtes portugaises. L'évolution de  $\theta_m$  se caractérise par une rotation des vagues vers le nord au nord de  $50^\circ\text{N}$  (rotation significative pour B1 et A1B au nord-est du domaine étudié) et vers le sud à l'approche des côtes ibériques. L'évolution de  $POW$  dépend également d'une frontière au nord de laquelle  $POW$  augmente (de manière significative au nord de l'Irlande et de l'Ecosse pour le scénario A1B), et au sud de laquelle,  $POW$  diminue, notamment pour les scénarios A1B et A2. Enfin,  $T_{m02}$  présente un comportement particulier, car les trois scénarios prédisent une évolution différente de  $T_{m02}$  dans la zone Atlantique considérée (seule une augmentation de  $T_{m02}$  est significative au nord de la Galice pour le scénario B1).

- Au printemps (Figure 9.2), la coupure de l'Océan Atlantique est très peu marquée, seules deux séparations sont visibles, à  $53^\circ\text{N}$  pour  $POW$  d'après le scénario B1 et dans la partie nord-ouest du domaine pour  $\theta_m$  d'après les scénarios A1B et A2. Dans ces trois cas, au nord de la séparation, les paramètres considérés augmentent alors qu'ils diminuent au sud de celle-ci. Par ailleurs, les paramètres moyens de vagues diminuent dans la zone Golfe de Gascogne, avec une diminution significative de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  pour A2 sur une grande emprise du domaine, et une diminution de  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  pour A1B le long des côtes espagnoles et en milieu hauturier.
- En été (Figure 9.3), la séparation de la zone Atlantique est constante pour les trois scénarios et les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$ . Ainsi, la latitude  $43^\circ\text{N}$  correspond à la frontière au nord de laquelle  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  diminuent et au sud de laquelle la moyenne de ces mêmes paramètres augmente. Les augmentations et diminutions respectives des trois paramètres sont significatives pour les trois scénarios dans une vaste zone de l'Atlantique nord-est considérée. Enfin, en cette saison, le paramètre  $\theta_m$  se caractérise par une évolution particulière, mais similaire pour les trois scénarios : la séparation de l'Atlantique nord-est se localise dans le nord-ouest du domaine considéré où les vagues au nord de cette frontière se dirigent vers le nord alors que celles au sud, s'orientent de manière significative vers le sud pour les trois scénarios.
- En automne (Figure 9.4), les évolutions des moyennes saisonnières des paramètres d'états de mer sont soumises à une dépendance latitudinale. Au nord du domaine,  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  augmentent pour les trois scénarios, mais de manière non significative au sens du test de Welsh, alors que dans le Golfe de Gascogne, la moyenne des paramètres diminue significativement pour l'ensemble des paramètres et scénarios, à l'exception de  $H_{m0}$  (pour le scénario B1),  $\theta_m$  (pour le scénario A2) et  $POW$  (pour le scénario B1).
- Le long de la façade Atlantique française, l'évolution des états de mer dépend directement de celles dans le Golfe de Gascogne. De ce fait, la frontière latitudinale décrite ci-dessus est à nouveau perceptible en hiver le long des côtes Atlantique françaises. Ainsi, si les résultats hivernaux présentent une forte dispersion, la moyenne des paramètres d'états de mer pour les saisons printemps, été et automne suivent une évolution identique, à savoir une diminution future de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$ . Parmi les évolutions des moyennes des paramètres d'états de mer, les suivantes sont statistiquement significatives à 95% selon le test de Welsh (1947):
  - En hiver, seules les diminutions de  $H_{m0}$  pour les scénarios A1B et A2 sont significatives le long des côtes aquitaines ;
  - Au printemps, la diminution est significative pour  $H_{m0}$  sous les hypothèses du scénario A1B et pour  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  sous l'hypothèse de scénario A2 ;
  - En été, la diminution des quatre paramètres d'états de mer est significative pour les trois scénarios ;
  - En automne, la diminution des quatre paramètres est significative pour le scénario A1B, ainsi que celle des paramètres  $H_{m0}$  et  $POW$  pour le scénario A2.

- En Mer du Nord, l'impact du changement climatique sur les états de mer est également complexe, suivant la saison ou le scénario étudiés, l'évolution des paramètres d'états de mer diffère entre l'est et l'ouest (ou plus rarement entre le nord et le sud) de la Mer du Nord.
  - En hiver, les  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  diminuent à l'approche des côtes est du Royaume-Uni, mais augmentent aux abords des côtes scandinaves. Ces évolutions sont significatives pour les trois paramètres selon le scénario A1B et, pour la période  $T_{m02}$  près des côtes britanniques d'après le scénario A2.  $\theta_m$  évolue vers le nord sur l'emprise de la Mer du Nord à l'exception de la pointe nord-est écossaise où  $\theta_m$  s'oriente vers le sud.
  - Au printemps, les évolutions des paramètres d'états de mer  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  dépendent du scénario de changement climatique considéré, mais leur patron (i.e. la répartition spatiale) est identique pour un scénario donné. Pour A2, les trois paramètres diminuent sur l'ensemble du bassin, et de manière statistiquement significative pour  $H_{m0}$  et  $POW$  près des côtes britanniques. Pour A1B, les paramètres diminuent, mais très faiblement dans le sud-est de la Mer du Nord où seule  $T_{m02}$  se caractérise par une évolution significative à l'approche des côtes britanniques. Enfin pour B1,  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  augmentent légèrement près des côtes continentales, mais sans tendance statistiquement significative. Le paramètre  $\theta_m$  présente quant à lui une rotation vers le nord sur l'ensemble de la Mer du Nord où les seuls résultats significatifs sont localisés à la pointe écossaise pour le scénario A1B.
  - En été, la projection de chaque paramètre est très proche entre les trois scénarios B1, A1B et A2, bien que les diminutions et augmentations soient légèrement plus marquées pour les scénarios A1B et A2.  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  diminuent au nord de la Mer du Nord (significativement d'après les scénarios A1B et A2) alors qu'ils tendent à augmenter au sud du bassin et à l'approche des côtes continentales.  $\theta_m$  tend à s'orienter davantage vers le nord aux abords des côtes anglaises, en particulier au nord-est de l'Ecosse où l'évolution est significative alors qu'au sud de la Mer du Nord,  $\theta_m$  tend à s'orienter davantage vers le sud (résultats significatifs pour les scénarios A1B et A2). Enfin,  $POW$  ne subit aucune modification en Mer du Nord d'après les trois scénarios.
  - En automne, les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  diminuent de manière statistiquement significative pour les trois scénarios aux abords des côtes anglaises alors que les trois paramètres présentent une augmentation ou stabilité non significative aux abords des côtes scandinaves. Enfin,  $\theta_m$  évolue par une rotation vers le nord pour les trois scénarios le long des côtes britanniques et sur une grande emprise de la Mer du Nord, alors que cette direction tend à s'orienter vers le sud aux abords des côtes continentales.
- Enfin, en Manche, les résultats d'impacts du changement climatique sur les états de mer sont particulièrement contrastés. En effet, ils sont la résultante des modifications qui ont eu lieu dans les domaines Atlantique et la Mer du Nord.

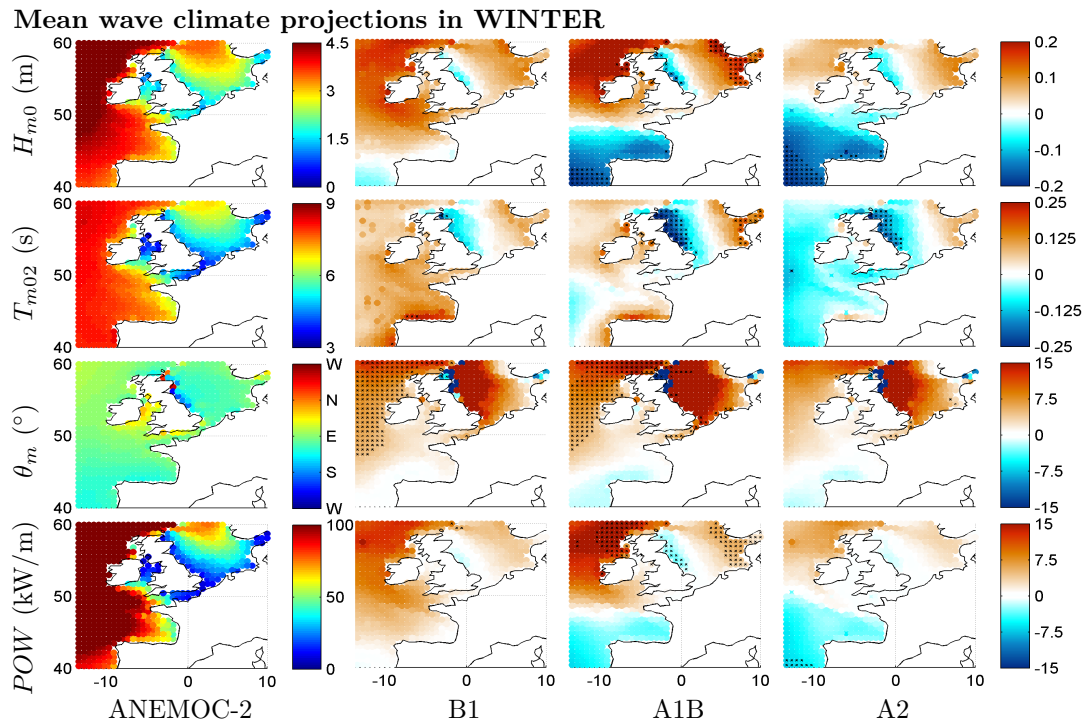


Figure 9.1: Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en hiver sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT. Convention de l'évolution de la direction moyenne : anti-horaire.

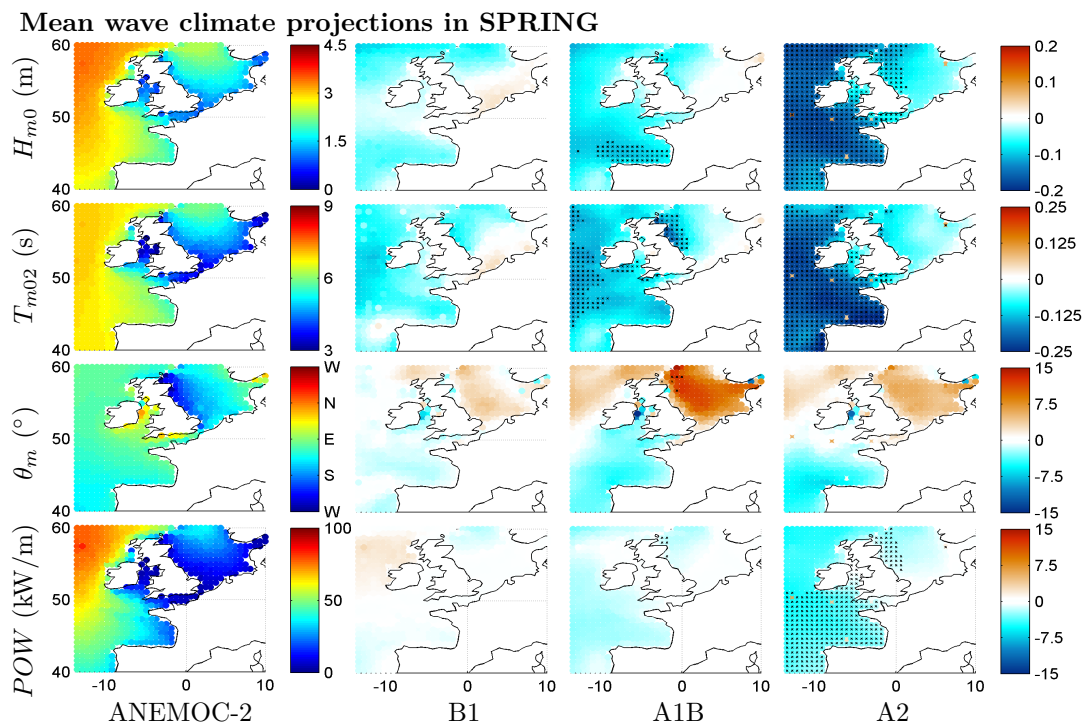


Figure 9.2: Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer au printemps sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT. Convention de l'évolution de la direction moyenne : anti-horaire.

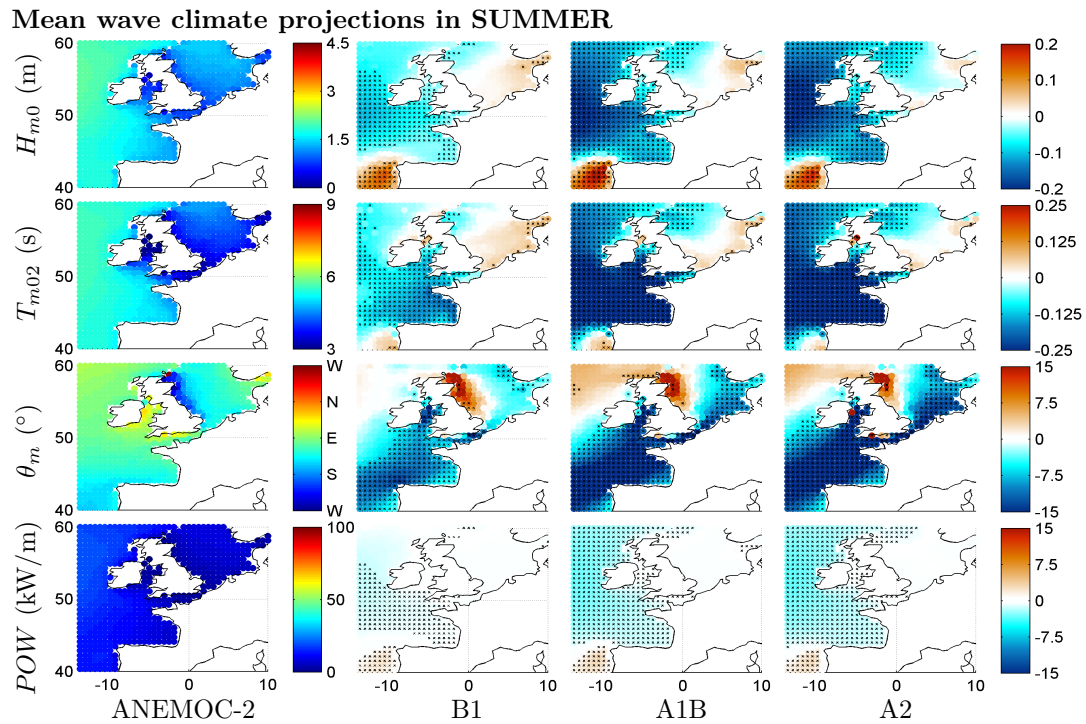


Figure 9.3: Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en été sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT. Convention de l'évolution de la direction moyenne : anti-horaire.

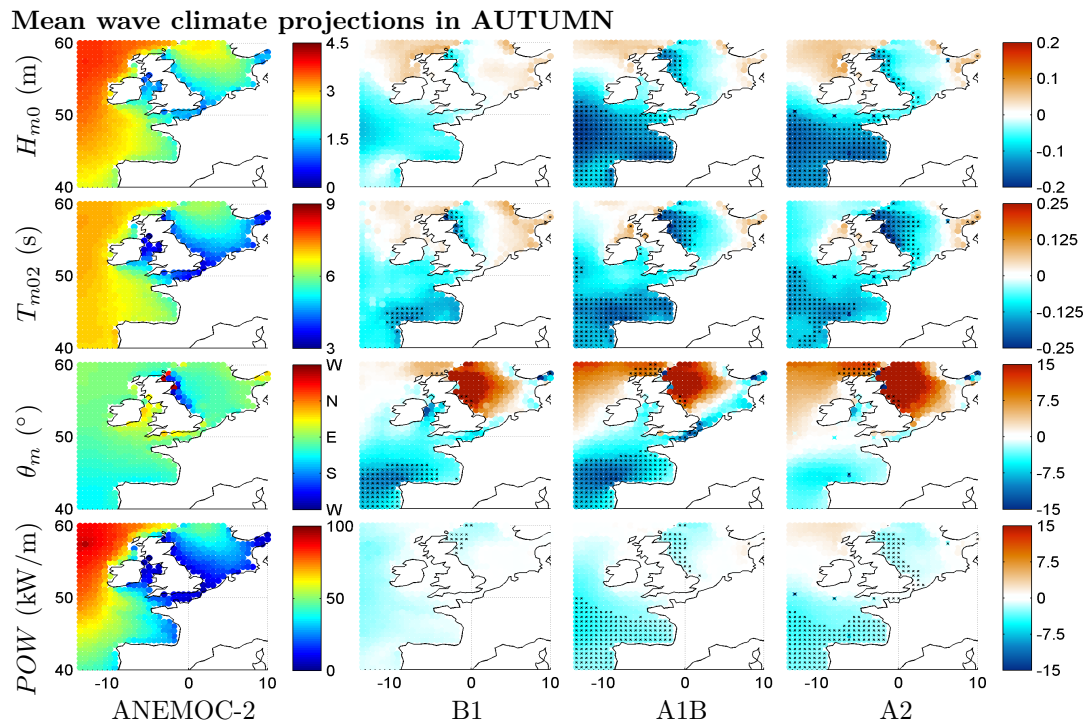


Figure 9.4: Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer en automne sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT. Convention de l'évolution de la direction moyenne : anti-horaire.



En complément, l'évolution des états de mer les plus forts en hiver est également étudiée (Figure 9.5). En particulier, l'évolution des paramètres  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  associés aux hauteurs significatives de vagues comprises entre les quantiles 95 ( $H_{m0Q95}$ ) et 95.5 ( $H_{m0Q95.5}$ ) est étudiée pour les trois scénarios de changement climatique d'ARPEGE-CLIMAT (B1, A1B et A2) ; les résultats d'ANEMOC-2 sont également mentionnés.

- En Golfe de Gascogne, les fortes valeurs de  $H_{m0}$  et  $POW$  évoluent de manière identique. Pour le scénario B1, les projections des deux paramètres montrent une diminution statistiquement significative au sens du test de Welsh sur toute l'emprise Atlantique. Pour A1B et A2, l'emprise Atlantique est divisée par une frontière au nord de laquelle les diminutions des deux paramètres sont significatives et au sud de laquelle l'augmentation future des deux paramètres est également significative. Cette frontière est localisée à 48°N pour A1B et au large de côtes espagnoles pour A2. En terme de  $T_{m02}$ , le scénario B1 indique une augmentation significative sur l'ensemble du Golfe de Gascogne, alors que les résultats des scénarios A1B et A2 sont légèrement plus contrastés : augmentation significative au large et diminution (significative en certains points) à l'approche des côtes françaises. Enfin,  $\theta_m$  présente une légère rotation vers le nord en certains points du Golfe de Gascogne pour les trois scénarios.
- En Mer du Nord, les résultats de projections d'états de mer extrêmes présentent un patron similaire entre les trois scénarios et pour les quatre paramètres. A savoir, une augmentation significative de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sur l'emprise du bassin, à l'exception des côtes anglaises où la diminution des quatre paramètres est également significative. Soulignons que la diminution de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  impacte l'ensemble du littoral anglais, alors que la diminution de  $\theta_m$  est localisée au nord-est de l'Ecosse.
- En Manche, les projections d'états de mer subissent également l'influence du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord. Par conséquent, les trois scénarios prédisent une augmentation significative des fortes valeurs de  $H_{m0}$  et  $POW$ , augmentation respectivement plus marquée par B1, que A1B et A2. De même, B1 et A1B projettent une augmentation significative de  $T_{m02}$  alors A2 projette une diminution significative de ce paramètre. Enfin, aucune évolution de  $\theta_m$  n'est indiquée par les trois scénarios.

En résumé, les résultats clefs sur les impacts possibles du changement climatique sur les états de mer en terme de climatologie moyenne sont :

- une décroissance générale du climat moyen de  $H_{m0}$  le long des façades Atlantique et Manche pour les quatre saisons à l'exception des scénarios B1 et A1B en hiver ;
- une augmentation du climat moyen de  $H_{m0}$  aux abords de la Mer du Nord en hiver, au printemps pour B1 et en été pour B1 et A1B ;
- l'augmentation (respectivement la diminution) la plus forte du climat moyen des  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  intervient en hiver (respectivement en été) pour le scénario B1 (respectivement A2) le long de la façade Atlantique ;
- la répartition spatiale des tendances d'évolution du climat moyen futur est proche entre les scénarios B1, A1B et A2, à l'exception de l'hiver où les tendances varient entre les scénarios ;
- les tendances d'évolution du climat extrême (paramètres associés aux quantiles 95 de  $H_{m0}$ ) des vagues en hiver varient entre les scénarios le long de la façade Atlantique : augmentation de l'évolution de  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  pour B1, mais diminution dans la partie sud de la façade Atlantique pour A1B et A2 ;
- augmentation des paramètres d'états de mer associés au climat extrême en Mer du Nord ;

- l'hiver présente peu d'évolution statistiquement significative au sens du test de Welch pour les paramètres d'états de mer moyen, contrairement à l'été ;
- le scénario A1B (respectivement A2) présente le plus de résultats significatifs en hiver et automne (respectivement au printemps et en été) sur l'emprise Atlantique nord-est ;
- le scénario B1 présente le moins de résultats significatifs pour les quatre saisons sur l'emprise Atlantique nord-est.

#### Extreme wave climate projections in WINTER

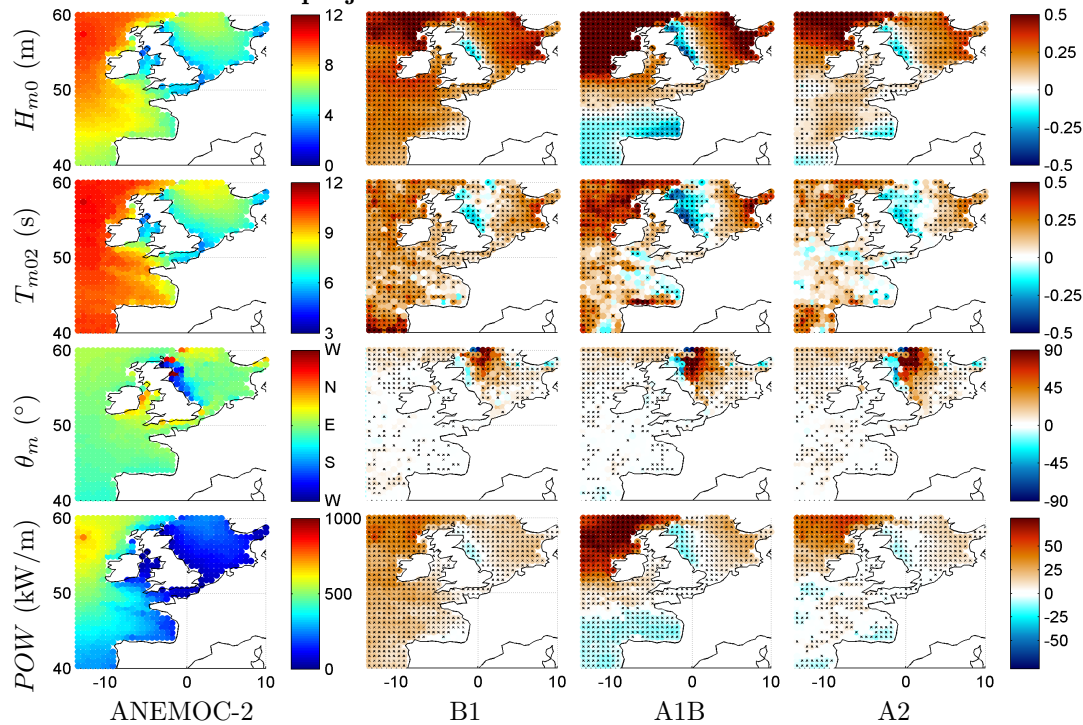


Figure 9.5: Impact du changement climatique sur les moyennes des paramètres d'états de mer associés aux quantiles 95 de  $H_{m0}$  en hiver sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT. Convention de l'évolution de la direction moyenne : anti-horaire.

#### 9.1.2 Variabilité saisonnière : évolution des écarts-types saisonniers

Les évolutions de la variabilité des états de mer pour chaque saison, calculées à partir des écarts-types des paramètres d'états de mer de résolution horaire, sont présentées par les figures 9.6, 9.7, 9.8 et 9.9 pour les saisons hiver, printemps, été et automne pour la période 2061-2100. Les résultats issus des trois scénarios de changement climatique du modèle ARPEGE-CLIMAT sont présentés (B1, A1B et A2) et soumis au test statistique de Fisher afin de définir les évolutions statistiquement significatives à 95%. Ces dernières sont présentées par les zones où les points apparaissent en surimpression. Enfin, les résultats d'ANEMOC-2 présentés dans le chapitre 5 sont rappelés.

Pour cette section, nous avons choisi de réduire la description des figures aux résultats d'impact possible du changement climatique les plus saillants.

## Projections of wave climate variability in WINTER

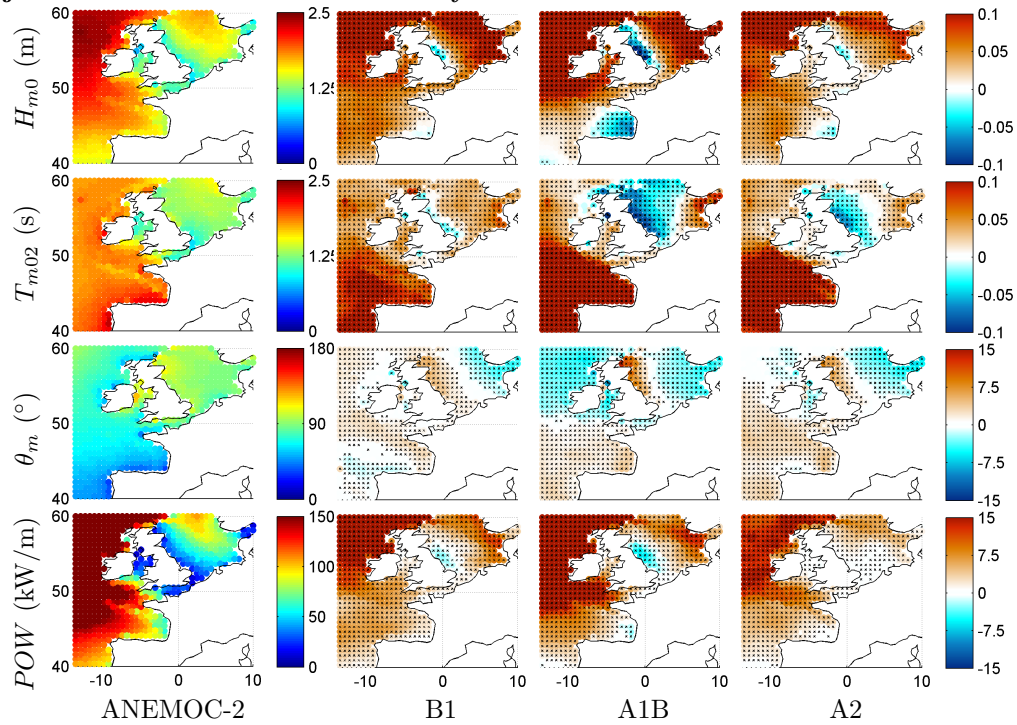


Figure 9.6: Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens en hiver sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

## Projections of wave climate variability in SPRING

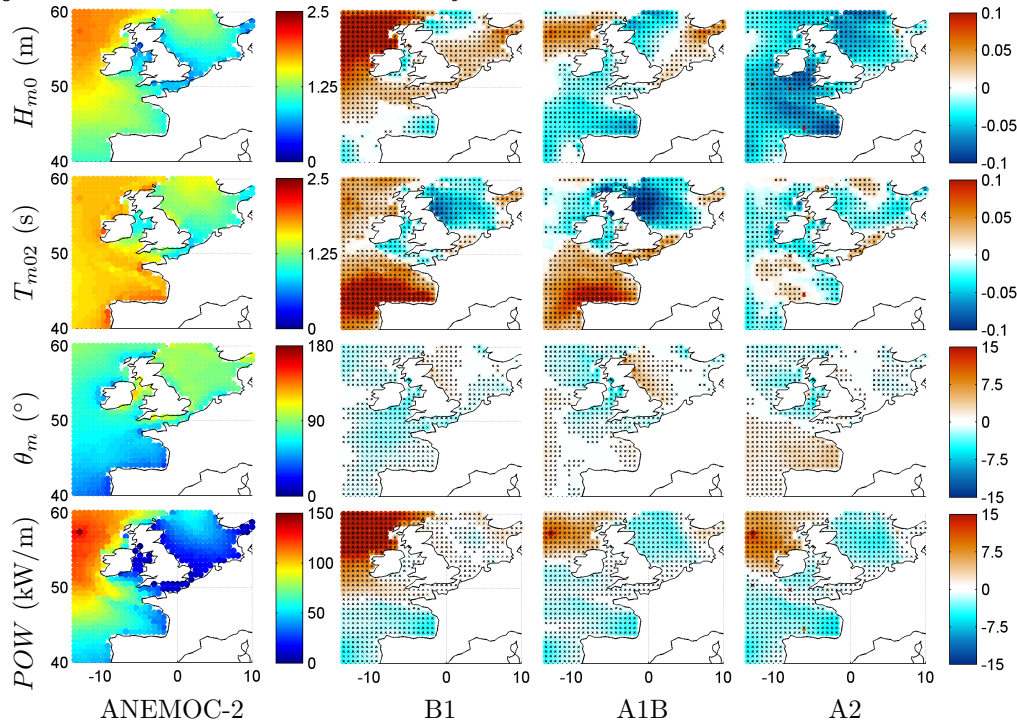


Figure 9.7: Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens au printemps sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

## Projections of wave climate variability in SUMMER

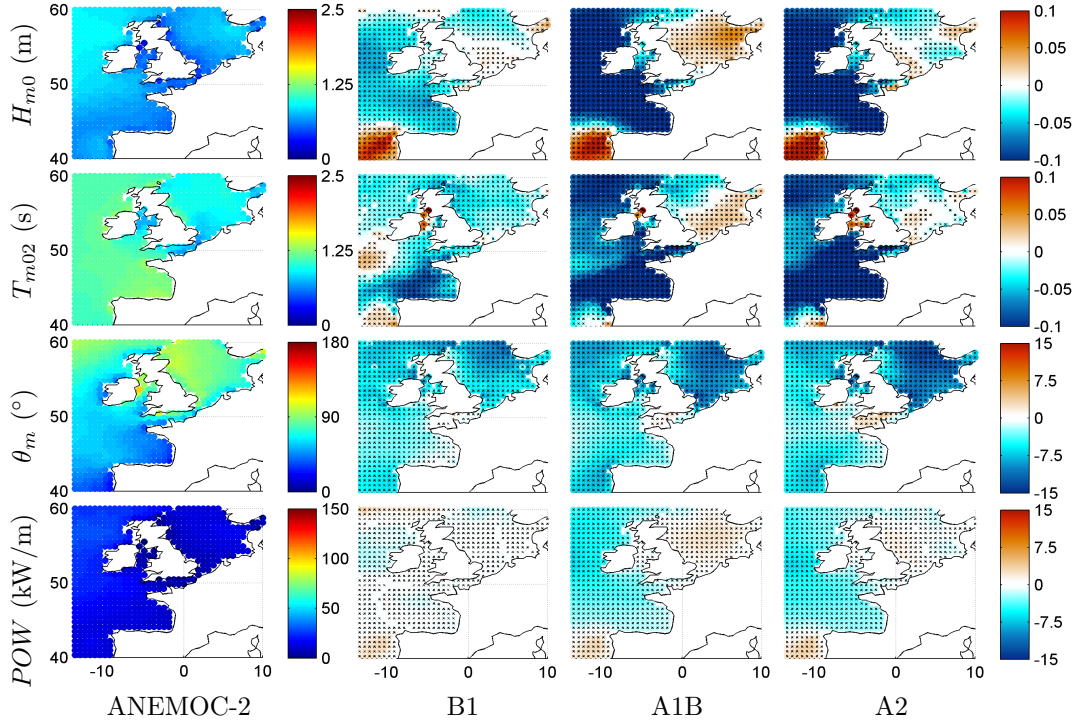


Figure 9.8: Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens en été sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

## Projections of wave climate variability in AUTUMN

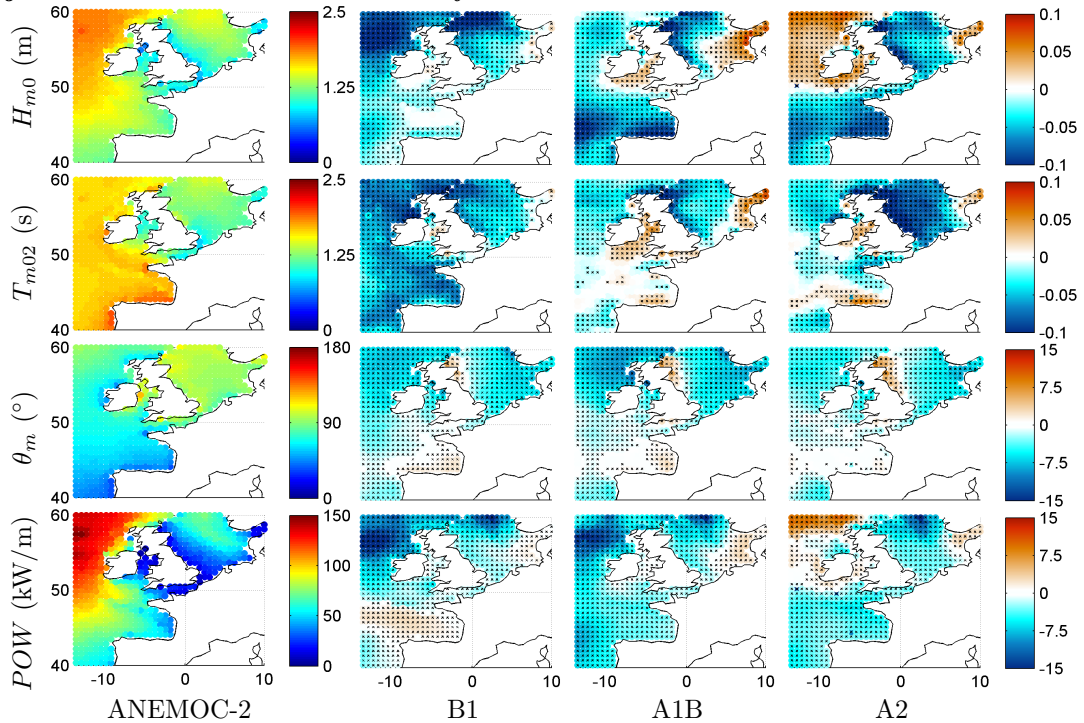


Figure 9.9: Impact du changement climatique sur les écarts-types des paramètres d'états de mer moyens en automne sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.



En résumé, les résultats clefs sur les impacts possibles du changement climatique sur les états de mer en terme de variabilité saisonnière sont :

- Les évolutions de la variabilité des états de mer des paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sont statistiquement significatives (ou nulles) selon le test de Fisher sur l'ensemble de l'emprise Atlantique nord-est considérée ;
- Tendance générale : forte augmentation (respectivement diminution) de la variabilité des paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  en hiver (respectivement en été et en automne) au large de la façade atlantique ;
- En été, la diminution (respectivement l'augmentation) de la variabilité des états de mer est fortement corrélée à la diminution (respectivement à l'augmentation) du climat moyen des états de mer. Ce résultat se vérifie pour les quatre paramètres :  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  sur l'emprise de l'Atlantique nord-est considérée ;
- Pour une saison et un paramètre donnés, les tendances d'évolution de la variabilité saisonnière diffèrent entre les scénarios B1, A1B et A2 : pour  $H_{m0}$  en hiver en Atlantique, pour  $H_{m0}$  au printemps en Mer du Nord, pour  $T_{m02}$  au printemps en Atlantique et pour  $POW$  en automne en Atlantique, par exemple.

### 9.1.3 Variabilité interannuelle

L'évolution de la variabilité interannuelle des états de mer est le dernier critère spatial que nous considérons. A nouveau, les résultats des scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT sont présentés pour la période 2061-2100 ainsi que les résultats d'ANEMOC-2. Ainsi, la figure 9.10 présente les résultats d'impact du changement climatique sur la variabilité interannuelle sur les états de mer (i.e. écarts-types des moyennes annuelles) où les évolutions statistiquement significatives au sens du test de Fisher sont caractérisées par les zones de points en surimpression.

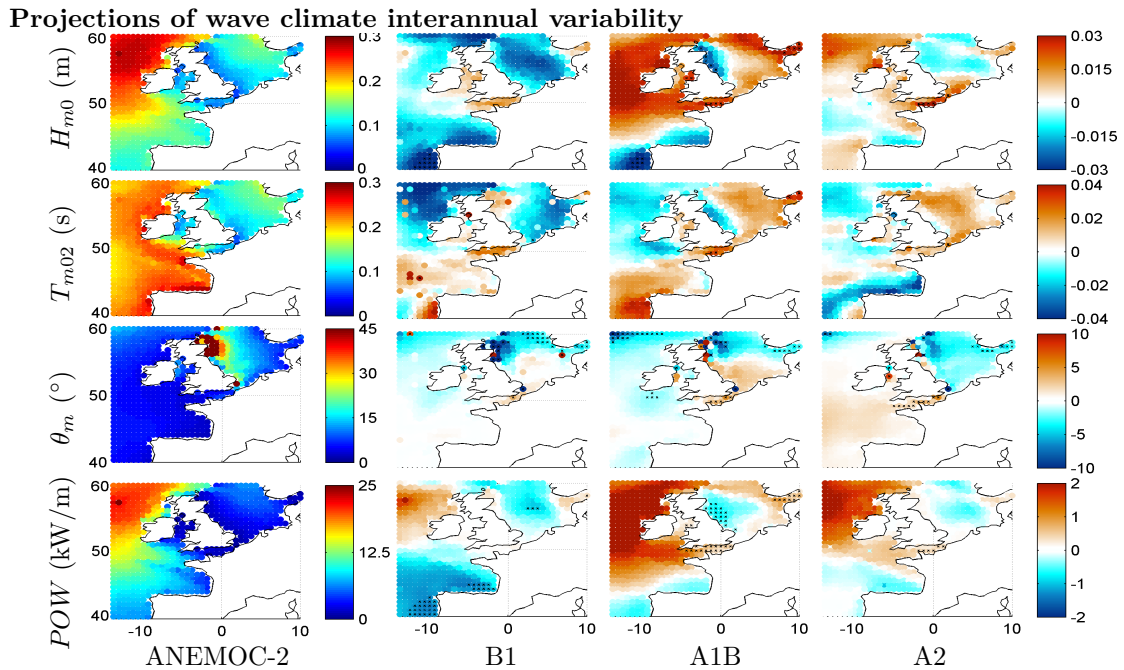


Figure 9.10: Impact du changement climatique sur la variabilité interannuelle des paramètres d'états de mer moyens sur la période 2061-2100 sous les scénarios B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT.

En résumé, les résultats clefs sur les impacts possibles du changement climatique sur les états de mer en terme de variabilité interannuelle sont :

- L'évolution de la variabilité interannuelle des états de mer en Atlantique nord-est et Mer du Nord diffère grandement suivant les scénarios ;
- En général, peu de résultats sont statistiquement significatif selon le test de Fisher ;
- L'augmentation de la variabilité interannuelle des paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  est statistiquement significative selon le test de Fisher en certains points de la Manche pour les scénarios A1B et A2 ;
- L'absence d'évolution significative en terme de variabilité interannuelle peut s'interpréter par un état de mer moyen futur légèrement plus proche d'une année à l'autre que dans le passé, bien que la variabilité par saisons augmente ou diminue selon les régions et scénarios considérés.

## 9.2 Analyse du climat local de vagues sur la période 2061-2100

Dans un second temps, nous observons l'évolution des états de mer aux trois points de l'Atlantique nord-est précédemment étudiés (cf. figure 5.8 du chapitre 5) : Le point A ( $5^\circ\text{W}$  ;  $45.2^\circ\text{N}$ ) à la bouée Gascogne, le point B ( $4.10^\circ\text{W}$  ;  $50^\circ\text{N}$ ) en Manche et le point C ( $2.96^\circ\text{E}$  ;  $53.13^\circ\text{N}$ ) en Mer du Nord.

Le tableau 9.2 résume les évolutions des paramètres moyens saisonniers de hauteur significative  $H_{m0}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , direction moyenne  $\theta_m$  et flux d'énergie moyen des vagues  $POW$  en ces trois points sous les scénarios de changement climatique B1, A1B et A2 d'ARPEGE-CLIMAT sur la période 2061-2100, ainsi que les valeurs moyennes issues d'ANEMOC-2 sur la période 1979-2009. Les tendances sont exprimées en pourcentage et les résultats statistiquement significatifs selon le test de Welsh apparaissent en gras. Soulignons que la convention utilisée pour la direction moyenne correspond à la direction de propagation des vagues par rapport au nord ( $0^\circ$ ) dans le sens horaire.

Dans l'objectif d'affiner les évolutions des états de mer et de classer les vagues dont l'intensité augmente ou diminue, les figures 9.11, 9.12 et 9.13 présentent les distributions jointes des paramètres ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ) et ( $POW$ ,  $\theta_m$ ) ainsi que les distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$ , du quantile 0.05 au quantile 99.5, aux trois points considérés. Sur ces graphiques, seuls les évolutions statistiquement significatives sont présentées par les échelles de couleurs en terme de pourcentage pour les distributions jointes et en mètre pour les évolutions des quantiles de  $H_{m0}$ . Ainsi, le test de Welsh à 95% a été appliqué aux distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$  alors que l'évolution des distributions jointes a été confrontée au test de Hotelling (1931), une généralisation du test de Student aux distributions multi-variées.

En résumé, les résultats clefs sur les impacts possibles du changement climatique sur les états de mer aux trois points considérés sont :

- Les localisations bouée Gascogne (point A) et Manche (point B) présentent des comportements proches, ce qui s'explique par l'influence du climat de vagues en Atlantique nord-est subie par la partie ouest de la Manche où le point B est localisé ;
- A la bouée Gascogne et en Manche, les trois scénarios concordent pour prédire une augmentation (respectivement une diminution) statistiquement significative de l'occurrence des mers de vent (respectivement des systèmes de houle) ;
- En Mer du Nord, les trois scénarios concordent pour prédire une augmentation (respectivement une diminution) statistiquement significative de l'occurrence des systèmes de houle (respectivement des vagues intermédiaires) alors que les projections divergent par rapport aux systèmes de mer de vent ;

	Point A: Bouée Gascogne				Point B : Manche				Point C : Mer du Nord			
	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$\theta_m$	$POW$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$\theta_m$	$POW$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$\theta_m$	$POW$
Hiver (DJF)												
ANEMOC2	3.63 m	7.74 s	113.36°	92.17 kW/m	3.21 m	6.55 s	79.57°	70.31 kW/m	2.13 m	4.75 s	90.28°	23.49 kW/m
B1	0.62%	2.18%	0.05°	3.66%	4.18%	1.25%	1.82°	9.62%	2.15%	0.05%	10.86°	7.14 kW/m
A1B	-4.94%	1.09%	-1.21°	-6.47%	1.10%	-0.04%	1.74°	4.74%	1.73%	-1.03%	16.11°	-3.70 kW/m
A2	-5.00%	-0.28%	-0.92°	-6.14%	-1.54%	-1.36%	1.06°	-0.80%	0.90%	-0.63%	9.30°	1.87 kW/m
Printemps (MAM)												
ANEMOC2	2.34 m	6.27 s	123.45°	34.53 kW/m	1.96 m	5.35 s	88.32°	23.52 kw/m	1.38 m	4.16 s	157.17°	8.94 kW/m
B1	-2.40%	-1.23%	-1.77°	-3.38%	0.09%	-0.92%	-1.00°	1.91%	2.20%	0.63%	2.26%	4.94%
A1B	<b>-5.11%</b>	-1.95%	-4.04°	-9.69%	-3.95%	2.04%	-3.71°	-6.87%	0.24%	-0.51%	6.83°	0.11%
A2	<b>-8.43%</b>	<b>-4.29%</b>	-4.32°	<b>-17.29%</b>	<b>-8.15%</b>	<b>-3.23%</b>	-1.00°	<b>-16.52%</b>	-4.08%	-1.38	3.76 °	-8.60%
Été (JJA)												
ANEMOC2	1.43 m	5.10 s	128.56 °	9.22 kW/m	1.30 m	4.53 s	89.13°	7.50 kW/m	1.02 m	3.72 s	134.65°	4.03 kW/m
B1	-3.29%	<b>-3.46%</b>	<b>-9.60°</b>	<b>-11.20%</b>	<b>-6.30%</b>	<b>-3.09%</b>	<b>-7.99°</b>	-14.88%	1.55%	1.02%	-2.70°	4.81%
A1B	<b>-9.57%</b>	<b>-7.73%</b>	<b>-16.17°</b>	<b>-28.82%</b>	<b>-12.93%</b>	<b>-6.33%</b>	<b>-13.65°</b>	<b>-31.74%</b>	-0.4%	0.65%	<b>-9.45°</b>	4.36%
A2	<b>-10.99%</b>	<b>-7.56%</b>	<b>-14.60°</b>	<b>-30.99%</b>	<b>-13.62%</b>	<b>-5.78%</b>	<b>-16.02°</b>	<b>-33.10%</b>	-2.29%	0.28%	<b>-13.13°</b>	-0.62%
Automne (SON)												
ANEMOC2	2.47 m	6.40 s	-121.76°	38.95 kW/m	2.11 m	5.45 s	83.05°	27.15 kW/m	1.68 m	4.38 s	106.95°	13.96kW/m
B1	-3.42%	-2.38%	<b>-5.51°</b>	-5.95%	-2.86%	-1.53%	-3.35°	4.92%	0.09%	-0.08%	2.97°	-3.60%
A1B	<b>-8.24%</b>	<b>-2.90%</b>	<b>-6.82°</b>	<b>-16.01%</b>	<b>-5.71%</b>	1.79%	-4.21°	-7.93%	-2.62%	-1.32%	-2.52°	-5.88%
A2	<b>-8.41%</b>	-2.41%	-3.44°	<b>-16.16%</b>	-4.78%	-1.95%	0.02°	-8.89%	-3.28%	-1.71%	6.38°	-11.49%

Tableau 9.1: Impact du changement climatique sur l'évolution des paramètres moyens d'états de mer par saison aux points A, B et C selon la descente d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT (2061-2100).

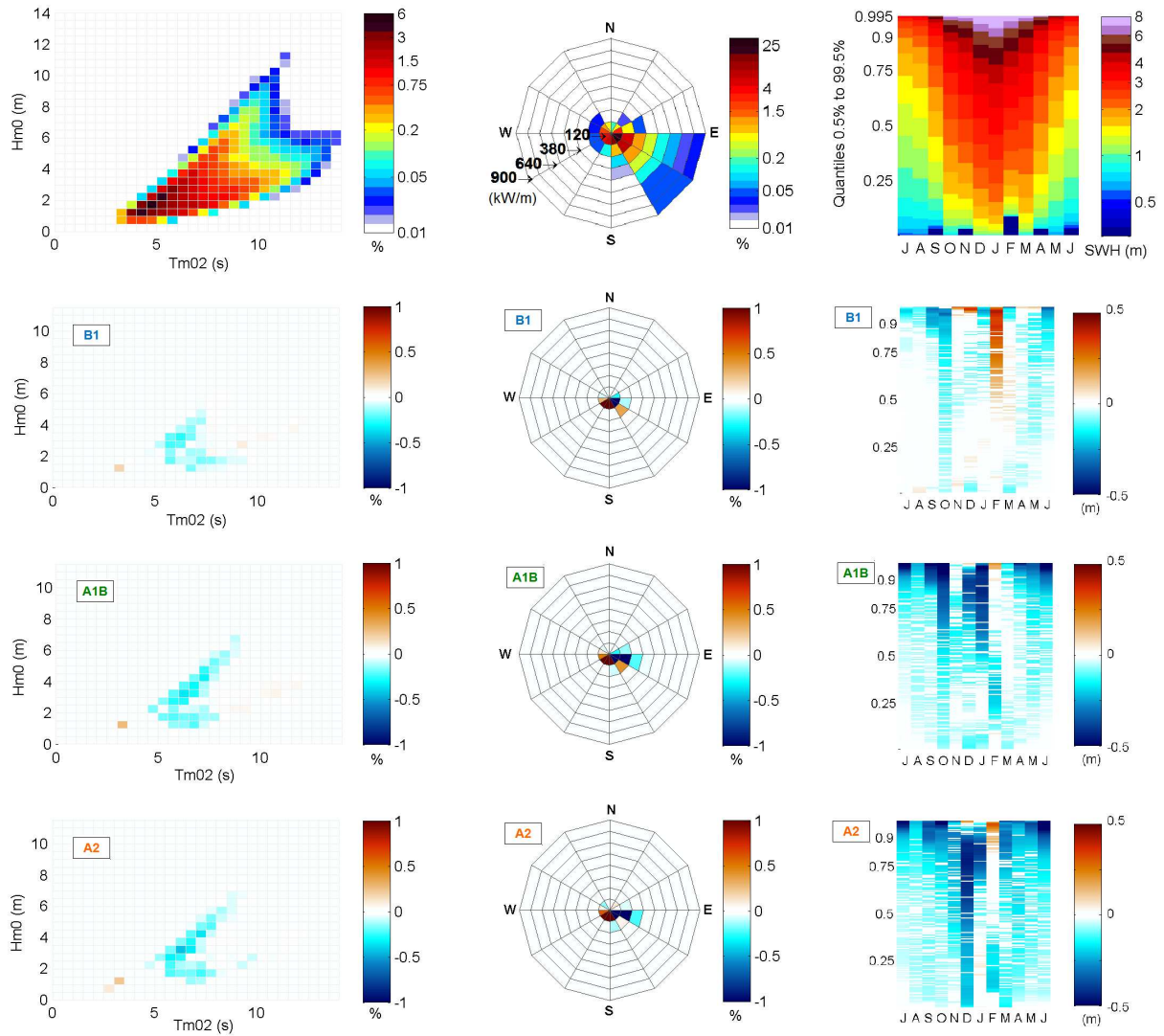


Figure 9.11: Impact du changement climatique statistiquement significatif sur les distributions jointes ( $H_{m0}, T_{m02}$ ) et ( $POW, \theta_m$ ) (selon le test de Hotelling) et distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$  (selon le test de Welsh) au point A à la bouée Gascogne ( $5^\circ W$  ;  $45.2^\circ N$ ).

- A la bouée Gascogne et en Manche, la direction de propagation des vagues évolue de manière similaire entre les trois scénarios : augmentation de l'occurrence des vagues d'énergie moyenne inférieure à  $120 \text{ kW/m}$  dans les directions de propagation (par rapport au nord  $0^\circ$  dans le sens horaire) comprises entre  $120^\circ$  et  $270^\circ$  pour la bouée Gascogne (respectivement  $120^\circ$  et  $300^\circ$  pour la Manche) ; augmentation de l'occurrence des vagues de plus fortes énergies dans le secteur angulaire  $120^\circ$ - $150^\circ$  au détriment du secteur  $90^\circ$ - $120^\circ$ .
- En Mer du Nord, les vagues tendent globalement à se propager davantage dans les directions comprises entre  $30^\circ$  et  $150^\circ$  et moins dans les directions comprises entre  $150^\circ$  et  $270^\circ$ .
- Aux trois localisations, l'augmentation la plus forte des quantiles extrêmes apparaît en hiver ( $\sim +0.5 \text{ m}$ ) pour le scénario B1 et c'est en Manche que l'augmentation des quantiles extrêmes est la plus forte.
- Aux trois localisations et à l'exception de l'hiver, et des quantiles les plus forts en Mer du Nord, les scénarios prédisent une diminution des  $H_{m0}$  pour la quasi-totalité des quantiles.



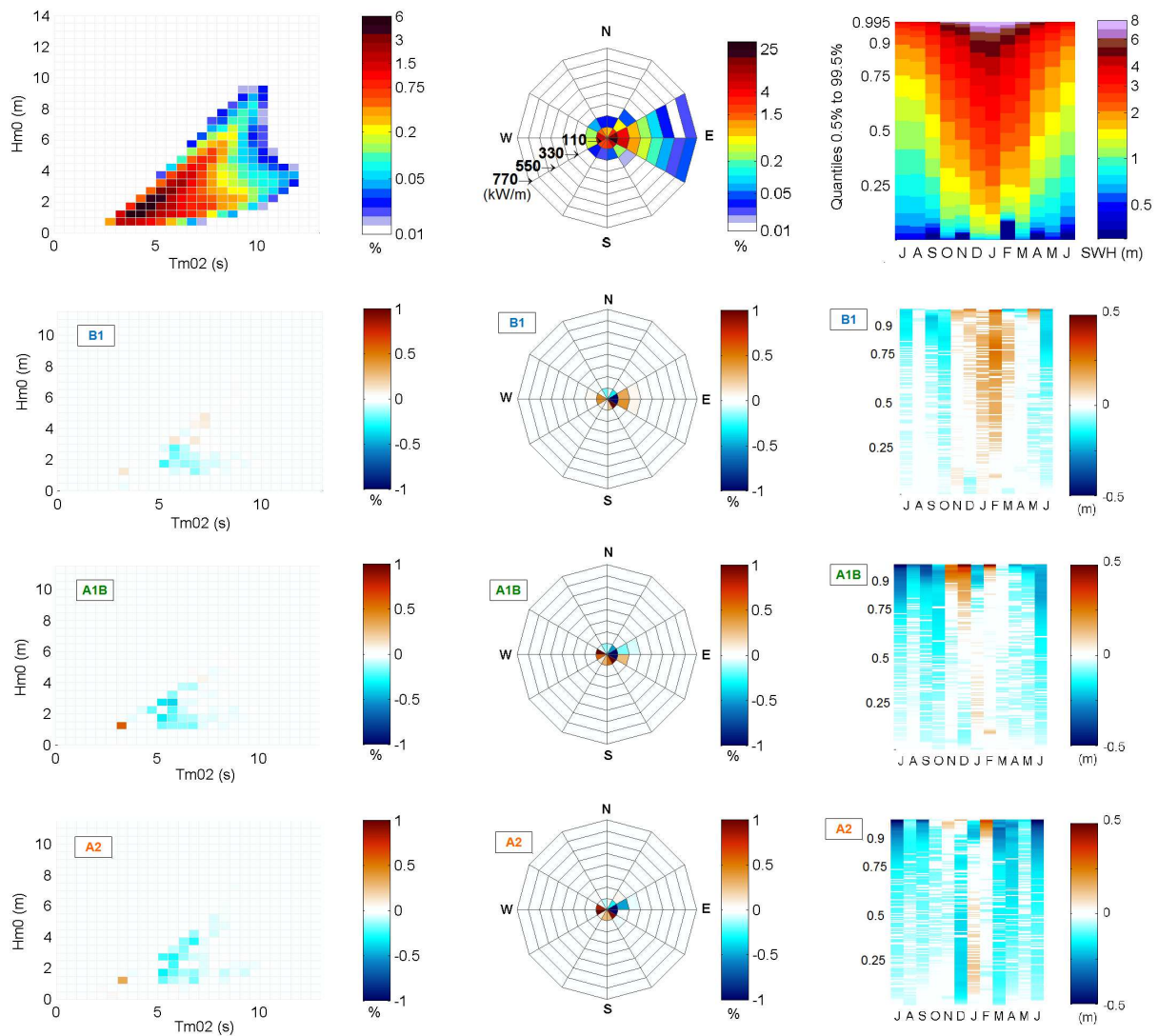


Figure 9.12: Impact du changement climatique statistiquement significatif sur les distributions jointes ( $H_{m0}, T_{m02}$ ) et ( $POW, \theta_m$ ) (selon le test de Hotelling) et distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$  (selon le test de Welsh) au point B en Manche (4.10°W ; 50°N) .

- Les diminutions de  $H_{m0}$  les plus fortes apparaissent à la bouée Gascogne, et sont présentes pour l'ensemble des quantiles, à l'exception des quantiles les plus forts en hiver. En effet, une augmentation de  $H_{m0}$  est prédite à partir du quantile 90 selon A2, à partir du quantile 97 selon A1B et à partir du quantile 50 selon B1.

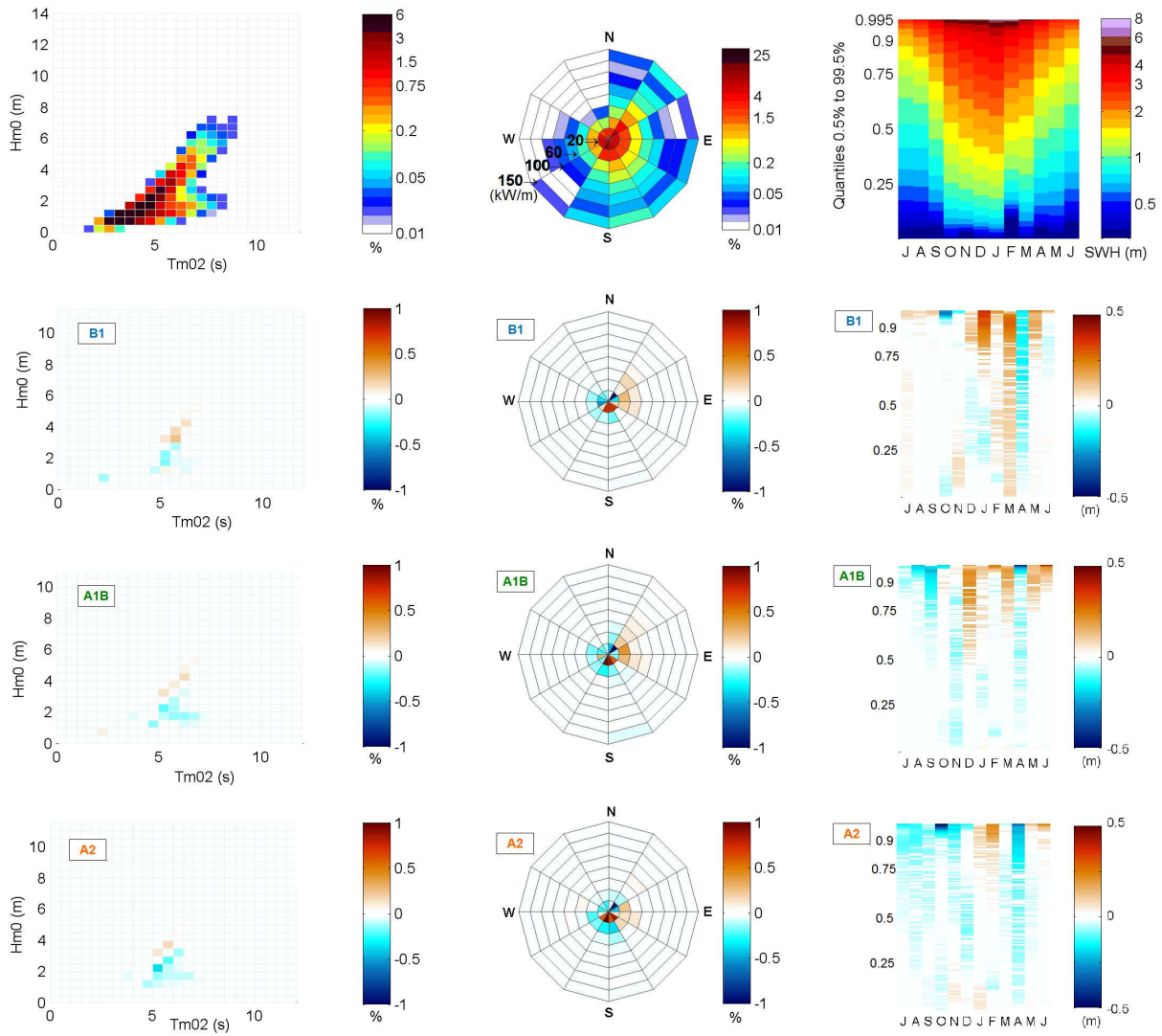


Figure 9.13: Impact du changement climatique statistiquement significatif sur les distributions jointes ( $H_{m0}, T_{m02}$ ) et ( $POW, \theta_m$ ) (selon le test de Hotelling) et distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$  (selon le test de Welsh) au point C en Mer du Nord (2.96°E ; 53.13°N).

### 9.3 Conclusions

Ce chapitre nous a permis de détailler les évolutions futures des états de mer en Atlantique nord-est à l'aide de la descente d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT pour les scénarios de changement climatique B1, A1B et A2 sur la période 2061-2100. D'après les hypothèses utilisées en termes de modèle climatique, méthodologie de descente d'échelle et scénarios choisis, nous pouvons résumer le climat futur de vagues en Atlantique nord-est par les trois points suivants :

- Diminution des paramètres moyens  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  dans le Golfe de Gascogne, à l'exception des mois d'hiver où les résultats divergent selon le scénario choisi ;
- Augmentation des paramètres moyens d'états de mer en Mer du Nord : en hiver en particulier, et pour l'ensemble des saisons selon le scénario B1 ;
- En hiver, augmentation de la variabilité saisonnière des états de mer et augmentation des hauteurs de vagues associées aux plus forts quantiles sur une large emprise de l'Atlantique nord-est.

Les résultats présentés dans ce chapitre sont cohérents avec les dernières estimations d'impact du changement climatique sur les états de mer en Atlantique nord-est. En terme de climatologie moyenne par exemple, Hemer *et al.* (2013b) évaluent l'impact du changement climatique sur les états de mer à partir de la descente d'échelle dynamique des modèles ECHAM-5 du Max Planck Institute et Mk3.5 du Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation sur la période 2070-2099. Pour les deux modèles, le scénario A2 prédit une diminution significative de  $H_{m0}$  annuelle dans le Golfe de Gascogne et une légère augmentation au sud de la Mer du Nord. De plus, ces simulations projettent également une orientation de  $\theta_m$  vers le sud dans le Golfe de Gascogne et vers le nord en Mer du Nord. Ensuite, Morellato *et al.* (2010) présentent les projections annuelles de  $H_{m0}$  issues des descentes d'échelle dynamiques d'ECHAM-5 où les scénarios B1, A1B et A2 prédisent une diminution de  $H_{m0}$  dans le Golfe de Gascogne et une augmentation de  $H_{m0}$  dans la Mer du Nord. Bien que leurs résultats soient moyennés sur l'année, ils sont en accord avec ceux issus de notre approche saisonnière. En complément, Charles *et al.* (2012) estiment les états de mer dans le Golfe de Gascogne par la descente d'échelle dynamique d'ARPEGE-CLIMAT pour le scénario A2 par une approche saisonnière. A l'exception de la significativité statistique de l'évolution de  $H_{m0}$  en hiver et de la répartition spatiale de l'évolution de  $T_{m02}$  en hiver au sud du Golfe de Gascogne, Charles *et al.* (2011) présentent des tendances d'évolution d'états de mer équivalentes à celles décrites dans ce chapitre.

Enfin, cette analyse a également mis en avant la variabilité des résultats vis-à-vis du scénario traité et les incertitudes qui en découlent. Ainsi, indépendamment de la tendance qui peut diverger pour un paramètre et une saison donnés entre les scénarios, le scénario A2 présentant le plus fort taux d'émission de gaz à effet de serre, n'est pas systématiquement celui qui présente les changements les plus importants. Par exemple, en hiver, le scénario B1 présente la majorité des changements de plus forte intensité sur l'évolution des paramètres moyens d'états de mer (bien que ces derniers ne soient pas significatifs) et pour les trois autres saisons, un tiers des évolutions les plus fortes sont liées au scénario A1B et seuls les deux tiers restants au scénario A2. En complément, si les tendances d'évolutions d'états de mer décrites dans le chapitre sont cohérentes avec la littérature, les incertitudes en terme d'intensité existent également. Ainsi, le travail présenté permet de préciser les tendances d'évolution, mais seule une simulation d'ensemble de plusieurs modèles et scénarios permettrait de quantifier les incertitudes liées à la projection des états de mer.





# Conclusions générales et perspectives

Cette thèse avait pour objectifs d’analyser et de caractériser la climatologie des états de mer en Atlantique nord-est, et sur le littoral Atlantique, Manche et Mer du Nord de la France en particulier, pour le climat présent d’une part, et ses évolutions futures possibles sous scénarios de changement climatique d’autre part. Afin de répondre à ces problématiques, nous avons choisi de mettre en œuvre et de comparer deux méthodes de descente d’échelle de forçages atmosphériques : une méthode dynamique et une méthode statistique. Ces deux méthodes ont été appliquées pour simuler les états de mer à partir de réanalyses pour le climat présent, et à partir de modèles climatiques globaux (*Global Climate Models*, GCMs) pour le climat futur.

Dans un premier temps, la base d’états de mer rétrospective ANEMOC-2 a été construite par simulations spectrales dynamiques sur la période 1979-2009. Cet atlas de vagues, ainsi que les résultats de la réanalyse CFSR (Saha *et al.*, 2010), ont servi à la construction et à la validation de la méthode de descente d’échelle statistique pour le climat présent aux abords des côtes françaises. Dans un second temps, les méthodes de descente d’échelle dynamique et statistique ont été appliquées, à partir des résultats du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT de Météo-France (Salas-Mélia *et al.*, 2005) pour les scénarios B1, A1B et A2 du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC (IPCC, 2007), avec l’objectif d’estimer l’impact du changement climatique sur les états de mer à l’approche des côtes françaises sur la période 2061-2100.

## 1. Résumé des principaux résultats obtenus

### 1.1. Etude du climat présent : construction de la base ANEMOC-2

Une nouvelle version de l’Atlas Numérique d’Etats de Mer Océanique et Côtier (ANEMOC-2) a été construite par descente d’échelle dynamique des champs de vent CFSR sur la période 1979-2009 à l’aide du code spectral d’états de mer de 3<sup>ème</sup> génération TOMAWAC (Benoit *et al.*, 1996) sur deux grilles non-structurées. Le premier modèle d’ANEMOC-2, dit “océanique”, couvre l’Océan Atlantique afin de s’affranchir des conditions limites pour générer et propager l’ensemble des vagues atteignant les côtes européennes et françaises. Sa résolution atteint 20 km le long des côtes européennes et 10 km le long des côtes françaises. Le second modèle, dit “côtier”, s’étend des côtes françaises jusqu’à environ l’isobathe des 100 m en Atlantique et Mer du Nord, et sur l’ensemble de La Manche. De cette manière, les nœuds des frontières ouvertes exploitent les spectres de vagues issus du modèle océanique en tant que conditions limites, pour propager les états de mer jusqu’aux côtes françaises avec une résolution de 1 km à la côte. Ainsi, en tous les points des deux maillages, ANEMOC-2 fournit les résultats de sept paramètres d’états de mer : hauteur significative des vagues  $H_{m0}$ , période énergétique  $T_{m-10}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , période de pic  $T_{pR5}$ , direction moyenne  $\theta_m$ , étalement directionnel  $\sigma_{etal}$  et flux d’énergie moyen des vagues  $POW$  avec une résolution horaire et une résolution spatiale variable selon la localisation.

Une attention particulière a été portée aux différentes étapes de construction, calibration et validation de la base ANEMOC-2.

- Le choix des forçages atmosphériques a été réalisé suite à la comparaison des données de quatre réanalyses (à savoir, CFSR (Saha *et al.*, 2010), ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2006), NCEP/NCAR R1/R2 (Kalnay *et al.*, 1996) et 20<sup>th</sup> Century Reanalysis V2 (Compo *et al.*, 2011)) avec les observations anémométriques des bouées Brittany et n°62118, localisées dans le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord, sur la période 2006-2009. La base CFSR a été retenue pour deux raisons : les réanalyses des champs de vent à 10 m reproduisent fidèlement l'intensité et la dynamique des champs de vent observés, et leur résolution spatio-temporelle est particulièrement élevée (1h, 0.312°x0.312°).
- Un outil d'extraction et de comparaison des observations altimétriques de  $H_{m0}$  de la base GlobWave par rapport aux résultats de TOMAWAC a été réalisé, et appliqué sur l'Océan Atlantique dans l'objectif de calibrer le modèle océanique ANEMOC-2 sur la période 2000-2009. Ainsi, la comparaison des résultats de TOMAWAC avec les satellites TOPEX/Poseidon, ERS-2, Geosat Follow On (GFO), Envisat, Jason-1 et Jason-2, sur l'Océan Atlantique et dans les zones d'intérêt Golfe de Gascogne et Mer du Nord, a abouti au choix de la paramétrisation dite BAJ (Bidlot *et al.*, 2007) pour la modélisation des processus de génération et dissipation d'énergie des vagues. Cette paramétrisation a été implémentée dans le code TOMAWAC au cours de la thèse.
- En complément, la validation des modèles océanique et côtier a été réalisée à partir des observations *in situ* des vagues en termes de hauteur significative  $H_{m0}$  et période moyenne  $T_{m02}$ . Ainsi, les bouées des bases Météo-France et Candhis ont permis de valider les modèles en milieu hauturier à l'ouest du Royaume-Uni, dans le Golfe de Gascogne et en Mer du Nord, mais également en milieu côtier. Cette étape de validation a également mis en évidence certaines limitations du modèle, notamment une surestimation des fortes valeurs de  $H_{m0}$  lors des événements extrêmes, et une légère sous-estimation de la période moyenne.

Une première exploitation de la base ANEMOC-2 a permis de caractériser le climat moyen de vagues dans le Golfe de Gascogne, la Manche et la Mer du Nord sur la période 1979-2009. Les variabilités saisonnière et interannuelle des hauteur significative  $H_{m0}$ , période moyenne  $T_{m02}$ , direction moyenne  $\theta_m$  et flux d'énergie moyen  $POW$  ont été analysées, ainsi qu'une estimation des tendances linéaires d'évolution de ces paramètres sur les 31 années considérées. De façon synthétique, sur la période 1979-2009, les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  tendent à diminuer aux abords des côtes françaises et sur l'Atlantique nord-est, mais uniquement de manière statistiquement significative à 95% selon le test de Welsh (1947) pour  $T_{m02}$  en automne dans le Golfe de Gascogne. En Atlantique nord-est, la direction moyenne  $\theta_m$  tend à s'orienter vers le nord au printemps et en été, et vers le sud en hiver et automne. Les tendances d'évolution des écarts-types des paramètres moyens et des paramètres associés aux quantiles 95 de  $H_{m0}$  en hiver sont également présentées.

## 1.2. Etude du climat futur

L'estimation de l'impact du changement climatique sur les états de mer a été abordée par une approche originale dans le cadre de la thèse : deux méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT ont été appliquées aux abords des côtes françaises et comparées en termes de simulations des scénarios futurs B1, A1B et A2, et en termes d'impact du changement climatique. Ce travail a permis de mettre en évidence les avantages et limites de chaque méthode. En effet, la descente d'échelle dynamique repose sur une modélisation physique des états de mer fournissant des résultats avec une forte résolution spatio-temporelle, alors que la descente d'échelle statistique bénéficie d'un faible temps de calcul, ce qui facilite les simulations d'ensemble. Enfin, nous avons également souligné l'importance des incertitudes intrinsèques au choix de la méthode de descente d'échelle appliquée.

### *Descente d'échelle dynamique*

La mise en œuvre de la méthode de descente d'échelle dynamique est conforme à la construction d'ANEMOC-2. Les simulations du code TOMAWAC forcées par les champs de vent ARPEGE-CLIMAT ont été réalisées pour la période de référence 1961-2100 et les trois scénarios de changement climatique B1, A1B et A2 sur la période future 2061-2100 sur la grille de calcul océanique, et en utilisant les mêmes paramétrisations de TOMAWAC que pour ANEMOC-2. Nous avons choisi de n'appliquer aucune correction des champs de vent ou résultats de vagues, mais de considérer l'impact du changement climatique comme l'incrément entre les climatologies issues des résultats futurs et de la période de référence. Ainsi, la descente d'échelle dynamique des états de mer fournit les résultats futurs, pour les scénarios B1, A1B et A2, et de la période de référence, de sept paramètres d'états de mer :  $H_{m0}$ ,  $T_{m-10}$ ,  $T_{m02}$ ,  $T_{pR5}$ ,  $\theta_m$ ,  $\sigma_{etal}$  et  $POW$  avec une résolution horaire, et une résolution spatiale de 20 km et 10 km le long des côtes européennes et françaises.

### *Descente d'échelle statistique*

La méthode de descente d'échelle statistique appliquée dans la thèse a été développée au laboratoire Environmental Hydraulics Institute of Cantabria (IH Cantabria, Santander, Espagne) par Menendez *et al.* (2011). Son application pour la projection des états de mer futurs se compose de deux étapes :

1. Pour le climat présent, sur une période d'apprentissage suffisamment longue pour être caractéristique d'une climatologie, la méthode construit, en un point particulier, une relation de régression  $Y = F(X)$  entre une variable locale d'états de mer, nommée "*predictand*"  $Y$ , et une variable correspondant au schéma de circulation atmosphérique d'échelle synoptique, nommée "*predictor*"  $X$ .
2. Pour la projection des états de mer futurs, l'hypothèse de stationnarité du modèle de régression  $F$  est admise. Ainsi, à partir des forçages du modèle climatique ARPEGE-CLIMAT  $X'$ , l'application du modèle de régression permet de projeter les états de mer futurs  $Y' = F(X')$ .

Ainsi, pour les travaux de thèse, la descente d'échelle statistique a été appliquée en 110 points entourant les côtes françaises, où les paramètres d'états de mer  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$  issus d'ANEMOC-2 sont reliés aux champs de pression CFSR à partir d'un modèle de régression bâti sur une classification en 100 types de temps, caractéristiques de la circulation atmosphérique en Atlantique nord-est. La classification en types de temps des *predictors* construite sur la période 1979-2009, résulte des applications successives de l'Analyse en Composantes Principales, de l'algorithme des K-means et de l'Algorithme de Dissimilarité Maximum. Elle permet de regrouper les 31 années de données en un nombre restreint de types de temps, au sein desquels les variables *predictors* et *predictands* sont respectivement distribuées pour construire le modèle de régression. L'étape de validation de la méthode statistique pour le climat présent a montré les avantages du *predictor* "gradient de pression élevé au carré" moyenné sur 3 jours, sur une emprise de 42.5°W à 10°E et de 35°N à 70°N avec une résolution spatiale de 2.5°x2.5° par rapport au *predictor* "anomalie de pression", utilisé plus classiquement.

Ensuite, la simulation des états de mer par la descente d'échelle statistique du modèle ARPEGE-CLIMAT a été réalisée pour les trois scénarios B1, A1B et A2 sur la période 2061-2100 et pour la période de référence 1961-2000, aux 110 points entourant les côtes françaises. Les champs de pression d'ARPEGE-CLIMAT ont été transformés sur l'emprise du *predictor* en gradient de pression élevé au carré moyenné sur trois jours  $X'$ , afin d'être distribués au sein de la classification en 100 types de temps construite sur la période 1979-2009. De là, à partir des nouvelles probabilités d'occurrence de chaque type de temps, et de l'hypothèse de stationnarité du modèle de régression  $F$ , les états de mer futurs  $Y' = F(X')$  ont été projetés.



### *Comparaison des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique*

Les simulations des états de mer par descentes d'échelle dynamique et statistique d'ARPEGE-CLIMAT ont été comparées aux 110 points d'étude pour les scénarios B1, A1B et A2, en termes de climat moyen saisonnier et de variabilité saisonnière des paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$ ,  $POW$ , d'histogrammes de  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$ , de distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$ , de distributions bivariées  $(H_{m0}, T_{m02})$ ,  $(\theta_m, POW)$  et enfin de variabilité interannuelle de  $H_{m0}$ . Grâce à ces analyses, nous avons montré la capacité de la descente d'échelle statistique à reproduire la climatologie des états de mer futurs quasiment aussi bien que la méthode dynamique, à l'exception des saisons d'été et des états de mer de plus forte et de très faible intensité.

La comparaison des simulations dynamique et statistique de la période de référence 1961-2000 a été étudiée et mise en perspective par rapport aux comparaisons réalisées sur les scénarios futurs. Leurs ordres de grandeur sont similaires, ce qui fournit un premier élément pour justifier l'utilisation de l'hypothèse de stationnarité du modèle de régression.

Enfin, la comparaison en terme d'impact du changement climatique a été réalisée pour le climat saisonnier moyen et la variabilité saisonnière moyenne des paramètres  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  ainsi que pour la variabilité inter-saisonnière des  $H_{m0}$ . Parmi les tendances d'évolution statistiquement significatives à 95% selon les tests de Welsh ou de Fisher, les résultats issus des simulations dynamiques et statistiques sont similaires pour les trois scénarios, mais les tendances sont légèrement moins marquées par la descente d'échelle statistique par rapport à la descente d'échelle dynamique. Enfin, par cette analyse, nous montrons que les incertitudes intrinsèques à la méthode de descente d'échelle peuvent être du même ordre de grandeur que celles liés aux scénarios.

### *Impact du changement climatique en Atlantique nord-est*

Dans un dernier temps, nous avons exploité les résultats de projection dynamique des états de mer du modèle ARPEGE-CLIMAT pour les scénarios B1, A1B et A2 en Atlantique nord-est. L'estimation de l'impact du changement climatique a été étudiée sur les paramètres  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$ ,  $\theta_m$  et  $POW$ , en termes de moyennes et variabilités saisonnières, pour les états de mer de fortes énergies associés aux quantiles 95 de  $H_{m0}$  en hiver, et enfin en termes de variabilité interannuelle. En parallèle, les distributions bivariées  $(H_{m0}, T_{m02})$ ,  $(\theta_m, POW)$  et distributions mensuelles des quantiles de  $H_{m0}$  ont été étudiées en trois points du Golfe de Gascogne, Manche et Mer du Nord. Les résultats d'impact possible du changement climatique obtenus suite aux hypothèses considérées peuvent être résumés en trois points principaux :

- Diminution des paramètres moyens  $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $POW$  dans le Golfe de Gascogne, à l'exception des mois d'hiver où les résultats divergent selon le scénario choisi ;
- Augmentation des paramètres moyens d'états de mer en Mer du Nord : en hiver en particulier, et pour l'ensemble des saisons selon le scénario B1 ;
- En hiver, augmentation de la variabilité saisonnière des états de mer et augmentation des hauteurs de vagues associées aux plus forts quantiles sur une large emprise de l'Atlantique nord-est.

## **2. Perspectives de prolongement des travaux**

Le travail de thèse réalisé et les résultats obtenus soulèvent de nombreuses perspectives : pour la construction des méthodes de descente d'échelle dynamique et statistique d'une part et pour les applications qui en découlent d'autre part. Ainsi, dans cette section, nous présentons respectivement les évolutions futures de la base d'états de mer ANEMOC-2, les améliorations possibles

de la méthode de descente d'échelle statistique et enfin, une proposition de méthodologie à suivre pour améliorer l'estimation de l'impact du changement climatique en Atlantique nord-est et les incertitudes associées.

## 2.1. Climat actuel des états de mer : ANEMOC-2

La version actuelle d'ANEMOC-2 a été construite sur la période 1979-2009. Notons que la mise à jour des champs de vents CFSR et plus récemment CFSRR (*Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast*) pour les années 2010 à 2012 permet d'ores et déjà son actualisation, sous réserve de vérifier l'homogénéité entre les bases CFSR et CFSRR. Cela permettra une mise à jour régulière de la période couverte par ANEMOC-2.

Ensuite, nous proposons d'utiliser de façon systématique dans ANEMOC-2 la décomposition spectrale des états de mer pour distinguer les systèmes de houle et de mer de vent au sein d'un état de mer multi-modal. Nous avons appliqué cette décomposition spectrale à certains spectres d'ANEMOC-2 à l'aide du programme PADINES.F, décrit dans l'annexe A. Cette décomposition en système a vocation à être intégrée dans les modèles océanique et côtier d'ANEMOC-2 et une des sources de validation pourrait être les observations visuelles *Voluntary Observing Ship* (VOS) qui disposent d'observations indépendantes des systèmes de houle et de mer de vent (Badulin et Grigorieva, 2012).

Dans un second temps, les interactions entre les états de mer, les courants et la marée seront modélisées sur la grille côtière d'ANEMOC-2 par le couplage des codes de calcul TOMAWAC et TELEMAC-2D, ce dernier modélisant la marée à l'aide des équations de Saint-Venant à deux dimensions horizontales. Dans cette perspective, une première version d'une base de marées et surcotes a été construite au Laboratoire Saint-Venant à partir des forçages atmosphériques CFSR, sur la période 1979-2009, sur une emprise comprenant le Golfe de Gascogne et la Mer du Nord, de 43°N à 63°N et de 10°W à 10°E.

Enfin, il convient de revisiter les formulations des termes physiques de génération de vagues par le vent et des limiteurs de croissance implémentés dans TOMAWAC pour des conditions de très forts vents afin de réduire la surestimation des plus fortes hauteurs significatives de vagues lors de certaines tempêtes.

## 2.2. Descente d'échelle statistique

La comparaison des méthodes de descente d'échelles dynamique et statistique a mis en lumière certaines faiblesses de la méthode statistique, qui pourraient être réduites en modifiant légèrement la définition du *predictor*. Ainsi, la sous-estimation de l'occurrence des systèmes de mer de vent pourrait être amoindrie par (i) l'augmentation de la résolution spatiale du *predictor* jusqu'à 0.5°x0.5° (au lieu de 2.5°x2.5°), et/ou encore (ii) par la construction d'un *predictor* hybride défini par les anomalies du gradient de pression élevé au carré moyenné sur trois jours sur une grande emprise associé à un gradient de pression moyenné sur un jour de plus faible emprise.

Pour l'amélioration de la projection des états de mer de fortes hauteurs, un modèle spécifique de descente d'échelle statistique pourra être construit, et combiné avec un modèle de valeurs extrêmes tel que le *Generalized Extreme Value* (GEV) (Izaguirre *et al.*, 2010).

Par ailleurs, la comparaison des probabilités d'occurrence saisonnières des 100 types de temps du modèle statistique construit, nous incite à tester une approche saisonnière de la méthode de descente d'échelle statistique (c'est-à-dire construire un modèle de régression spécifique pour chacune des saisons).

Un autre prolongement des travaux serait l'application de la méthode de descente d'échelle statistique à d'autres aléas maritimes, à commencer par les surcotes, puis éventuellement les conjonctions d'aléas surcotes et états de mer (dont les paramètres associés aux systèmes de houle et de mer de vent

par exemple). La classification des variables océaniques multi-variées sera facilitée par l'utilisation d'algorithmes de classification tels que le *Self-Organizing Maps* (SOM) appliqué par Camus *et al.* (2011a).

Enfin, il sera utile de poursuivre le travail de validation des hypothèses de la descente d'échelle statistique, principalement sur l'hypothèse de la stationnarité du modèle de régression au cours du XXI<sup>e</sup> siècle. Une approche possible serait de construire une classification des types de temps à partir des champs de pression (ou autre variable atmosphérique) issus des scénarios de changement climatique, et de les comparer à la classification des types de temps du climat présent.

### 2.3. Impact potentiel du changement climatique sur les états de mer

Les projections dynamique et statistique des états de mer en Atlantique nord-est sous les scénarios de changement climatique ont permis d'identifier les tendances significatives d'évolution des paramètres d'états de mer, en termes de moyenne, de variabilités saisonnière et interannuelle. En complément, ces analyses ont montré la nécessité de prendre en compte les incertitudes liées à la méthode de descente d'échelle, qui peuvent être du même ordre de grandeur que celles intrinsèques aux scénarios de changement climatique.

Pour améliorer les résultats, il est nécessaire d'estimer l'ensemble des incertitudes associées à l'évaluation de l'impact du changement climatique, à savoir celles liées aux scénarios, aux modèles climatiques et aux méthodes de descente d'échelle. Pour ce faire, l'application de simulations d'ensemble de plusieurs modèles et scénarios est nécessaire, et dans ce cadre nous recommandons l'application de la descente d'échelle statistique, moins gourmande en ressources informatiques. En parallèle, la descente d'échelle dynamique d'un à trois modèles climatiques permettrait de mieux quantifier l'incertitude liée à la méthode de descente d'échelle. Dans l'objectif d'affiner les tendances d'évolution du climat de vagues, nous proposons d'exploiter les nouveaux scénarios de changement climatique issus du projet *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) correspondant aux modèles et scénarios préconisés dans l'AR5 de l'IPCC (2013).

Un travail plus fouillé sur la typologie des états de mer futurs (systèmes de houle et de mer de vent) pourra être mené en exploitant les développements réalisés au cours de la thèse concernant la décomposition des états de mer en systèmes de vagues élémentaires.

En complément, une déclinaison à une échelle côtière plus locale de ces travaux nécessitera la prise en compte des scénarios d'élévations du niveau moyen de la mer, notamment pour ce qui est des études liés aux risques de submersions côtières.





## Annexe A

# Décomposition spectrale des états de mer en systèmes élémentaires

La décomposition spectrale d'états de mer proposée par Hanson et Phillips (2001) a été implémentée dans le code TOMAWAC afin de différencier les systèmes de houle et de mer de vent pour des états de mer complexes. Appliquée aux spectres de variance issus de TOMAWAC ou d'observations houlographiques de la base Candhis, la routine SPEPIX.F, incluse dans le programme PADINES.F, sépare les différents systèmes de vagues et calcule la hauteur significative, période de pic et moyenne, direction moyenne et autres paramètres de chaque système : houles primaire, secondaire, tertiaire et la mer de vent. Cet outil répond aux besoins de la tâche O2-3 du projet national de recherche EMACOP (Energies Marines Côtières et Portuaires) qui vise à évaluer de façon plus détaillée le potentiel houlomoteur exploitable pour différents sites côtiers et portuaires de France métropolitaine.

### A.1 Intérêt de la décomposition spectrale

Dans les conditions réelles d'état de mer, les vagues apparaissent comme une surface d'eau irrégulière, résultat de la superposition de systèmes de vagues d'origines météorologiques différentes. Une représentation spectrale de la distribution de la variance de l'élévation de la surface libre  $F(f, \theta)$  en fonction de la fréquence et de la direction de propagation permet de représenter la superposition de ces vagues indépendantes et de caractériser l'état de mer correspondant : direction moyenne de propagation, fréquence de pic des systèmes de houles et de mer de vent par exemple.

La caractérisation d'un état de mer ou l'étude de la climatologie d'une zone maritime nécessite le traitement d'un nombre important de spectres de vagues. Une étude à partir de spectres complets serait laborieuse, ainsi il est préférable de calculer certains paramètres réduits à partir des moments d'ordre  $n$  du spectre de variance  $F(f, \theta)$  (Equation 1.15) et de les utiliser pour caractériser l'état de mer associé. Les principaux paramètres réduits sont la hauteur significative des vagues  $H_{m0}$  (Equation 1.16), les périodes moyennes  $T_{m-10}$  (Equation 1.17) ou  $T_{m02}$  (Equation 1.18), la période de pic  $T_{pR5}$  (Equation 1.19), la direction moyenne  $\theta_m$  (Equation 1.25), l'étalement directionnel  $\sigma_{etal}$  (Equation 1.26) et le flux d'énergie  $POW$  (Equation 1.27). L'étude de ces paramètres à partir du spectre complet correspond à un lissage des informations initiales dans le cas d'un spectre multimodal. En effet, l'information de superposition de systèmes de vagues est perdue, et seule l'information moyenne du spectre est conservée.

Pour améliorer la description des états de mer, la répartition des systèmes indépendants de vagues au sein d'un spectre est étudiée et le calcul des paramètres réduits peut être appliqué pour chaque système. Ceci permet de conserver l'ensemble des informations initiales (hauteurs significatives, directions moyennes, périodes de pic ou moyennes des houles primaire, secondaire ainsi que de la mer de vent) tout en réduisant considérablement le nombre de données.

Ainsi, en plus d'une amélioration significative dans la définition du potentiel houlomoteur, les études de décomposition d'états de mer permettent l'assimilation de données des paramètres réduits de houle primaire, secondaire ou mer de vent au sein des modèles spectraux de vagues (Voorrips *et al.*, 1997) et la simplification des comparaisons de spectres issus de diverses sources telles que les modèles numériques, les observations SAR - Synthetic Aperture Radar - ou les bouées directionnelles. De plus, l'étude de la climatologie des vagues est simplifiée, tout comme l'archivage de données. Enfin, la réduction de données permet l'association des paramètres réduits dans l'espace et le temps afin de détecter les genèses et rails de fortes houles ou tempêtes (Hanson et Phillips, 2001).

## A.2 Etat de l'art

Gerling (1992) a été le premier à proposer un algorithme de décomposition spectrale d'état de mer par la séparation de systèmes de vagues selon une structure arborescente décrite par des seuils de variance de l'élévation de la surface libre. Les pics des systèmes sont délimités et qualifiés significatifs après comparaison des spectres voisins en temps et en espace. Cependant une partie de l'énergie du spectre correspondant aux racines de l'arbre n'est pas prise en compte dans le calcul des paramètres réduits. Depuis, différentes méthodes ont été développées pour l'application aux spectres uni- (1D) ou bidimensionnels (2D) où chaque auteur adopte ses propres critères et propriétés physiques des vagues - et du vent au besoin. Portilla *et al.* (2009) dressent une comparaison de certaines d'entre elles. La majorité des méthodes comportent deux phases principales : la décomposition et l'identification. Elles correspondent respectivement à un algorithme de détection des systèmes de vagues selon les caractéristiques de formes du spectre, et à la caractérisation de ces systèmes de vagues en houles ou mer de vent selon les critères physiques et environnementaux. Soulignons que l'intensité et la direction du vent local sont nécessaires pour l'application de certains algorithmes (Hanson et Phillips, 2001).

Une des principales méthodes de détection des systèmes de vagues est fondée sur le schéma décrit par Hasselmann *et al.* (1994) où chaque nœud de la grille du spectre est associé à un unique voisin correspondant à un maximum local (Hanson et Phillips, 2001; Voorrips *et al.*, 1997). Parmi les autres méthodes, la structure arborescente de Gerling (1992) et la fréquence de séparation proposée par Wang et Hwang (2001) sont recensées. Cette dernière est applicable aux spectres 1D où une fréquence particulière à chaque spectre sépare les houles de la mer de vent grâce à une fonction de cambrure. L'intérêt de cette méthode réside en son indépendance au vent et à la direction des vagues. Son implémentation sur un système opérationnel s'en voit simplifiée. Cependant la différenciation de houles issues d'événements météorologiques différents n'est pas possible.

Aarnes et Krogstad (2001) et Portilla *et al.* (2009) mettent en avant la robustesse de l'algorithme de Hanson et Phillips (2001) face à celui de Gerling (1992), notamment pour la distinction entre les systèmes de vagues significatifs et le bruit. Le bruit est principalement présent au sein de spectres issus d'observations SAR ou houlographiques, cependant il tend à s'introduire dans les codes de calculs avec l'augmentation de la résolution des discrétisations en direction et fréquence. Dans le but de limiter la présence de bruit dans les systèmes de vagues, Portilla *et al.* (2009) appliquent un filtre construit à l'aide de l'opérateur de convolution. Cependant pour une utilisation optimale du filtre, il est recommandé d'indiquer un nombre attendu de systèmes de vagues.

L'une des difficultés de la décomposition spectrale réside dans la calibration et l'automatisation du modèle, car la détection des pics et combinaisons éventuelles des systèmes de vagues en sont grandement dépendantes. En effet, la paramétrisation est fortement liée aux caractéristiques physiques et environnementales de la zone d'étude telles que l'exposition aux houles océaniques ou à un vent local. Pour améliorer les algorithmes actuels, Hanson et Phillips (2001) proposent l'implémentation d'une routine supplémentaire afin d'ajuster la calibration et Portilla *et al.* (2009) proposent une délimitation des systèmes de vagues par un traitement d'image du spectre directionnel.

Les références s'accordent sur le fait que les algorithmes destinés aux spectres 2D et comportant

l'information du vent local sont les plus robustes. Comme les informations spectres 2D et vent local sont disponibles, il a été choisi de mettre en application l'algorithme proposé par Hanson et Phillips (2001).

### A.3 Méthodologie

La décomposition spectrale proposée par Hanson et Phillips (2001) repose sur cinq étapes :

1. Séparation des systèmes de vagues au sein du spectre bidimensionnel
2. Identification et combinaison des systèmes de mer de vent
3. Combinaison des systèmes de houles adjacents
4. Suppression du bruit
5. Calculs des paramètres réduits

#### A.3.1 Séparation des systèmes de vagues au sein du spectre bidimensionnel

La décomposition du spectre directionnel en systèmes de vagues est basée sur l'approche de Hasselmann *et al.* (1994). Chaque grille du spectre est associée à un unique voisin de plus forte variance selon l'algorithme de plus forte pente ou associé à lui-même s'il s'agit d'un maximum local. Chaque maximum local et les points de la grille orientés vers ce dernier forment un système de vagues. Pour chaque système, il est possible de calculer l'énergie totale et les paramètres réduits associés.

#### A.3.2 Identification et combinaison des systèmes de mer de vent

La mer de vent résulte de l'action locale du vent de surface et se caractérise par une direction de propagation proche de celle du vent. Ainsi, le système de vagues est considéré comme mer de vent si sa vitesse de phase  $C$  est, au facteur 1.5 près, inférieure à la vitesse du vent  $U_{10}$  projetée sur la direction du système de vagues (Equation A.1) où  $\delta$  correspond à l'écart angulaire entre la direction de pic du système de vague et la direction du vent.

$$C \leq 1.5U_{10} \cos(\delta) \quad (\text{A.1})$$

L'approximation de la vitesse de phase en eaux profondes  $C_0$  (Equation A.2) permet de traduire l'équation A.1 en terme de fréquence de pic  $f_p$  (Equation A.3) afin de découper une région parabolique caractéristique des systèmes de mer de vent au sein du spectre de variance. La mer de vent étant générée localement par un unique événement météorologique, il a été choisi de combiner en un unique système l'ensemble des vagues présentes au sein de la région parabolique, légèrement élargie par le facteur 1.5.

$$C_0 = \frac{g}{2\pi f_p} \quad (\text{A.2})$$

$$f_p \geq \frac{g}{2\pi} (1.5U_{10} \cos(\delta))^{-1} \quad (\text{A.3})$$



### A.3.3 Combinaison des systèmes de houles adjacents

Deux systèmes de houles adjacents sont considérés issus d'un unique événement météorologique et combinés entre eux si l'un des deux critères suivants est satisfait :

- la distance entre deux pics est inférieure à l'étalement de l'un des deux pics multiplié par le facteur  $\kappa = 0.35$
- la variance la plus faible entre les deux pics est inférieure au pic le plus faible multiplié par le facteur  $\xi = 0.70$

La combinaison de deux systèmes de vagues peut entraîner une nouvelle combinaison, il est nécessaire de répéter ces critères jusqu'à la convergence des résultats. Soulignons que ces deux critères sont dépendants des paramètres choisis. Il est nécessaire de vérifier qu'ils conviennent à la zone d'étude et que les résultats soient plausibles, ce qui est le cas à l'approche des côtes françaises.

### A.3.4 Suppression du bruit

La limitation du bruit se réalise par la suppression de systèmes de vagues dont la variance totale  $m_0$  est inférieure à un certain seuil dépendant de la fréquence de pic  $f_p$  du système étudié (Equation A.4). Pour l'application de la décomposition en France métropolitaine, nous conseillons la paramétrisation suivante :  $A = 3.10^{-5} \text{ m}^2\text{Hz}^4$  ;  $B = 2.10^{-2} \text{ Hz}^4$ .

$$m_0 \leq \frac{A}{f_p^4 + B} \quad (\text{A.4})$$

### A.3.5 Calculs des paramètres réduits

Suite aux quatre étapes précédentes, le spectre directionnel de variance a été séparé en différents systèmes de houles (primaire, secondaire, tertiaire, etc) avec éventuellement un système de mer de vent. Il est désormais possible de calculer les paramètres réduits pour chacun des systèmes : la hauteur significative, la direction moyenne, la fréquence moyenne et de pic, l'étalement directionnel, les angles entre la mer de vent et les systèmes de houle. En complément de la méthode proposée par Hanson et Phillips, seuls les systèmes dont la hauteur significative est supérieure à 5 cm ont été conservés. Ainsi, la réduction de données d'un spectre directionnel d'état de mer a été réalisée sans perte d'informations.

## A.4 Résultats de la décomposition des spectres d'états de mer

La décomposition spectrale des états de mer a été appliquée en différents nœuds du modèle océanique d'ANEMOC-2 correspondant à certaines bouées de la base Candhis pour les années 2005 à 2009. Pour illustrer la méthode, les résultats sont exposés à deux échelles de temps différentes au niveau de la bouée des Pierres Noires n°02911 (48°17.4'N;4°58.1'W) : la semaine du 17 au 21 décembre 2006 et trois dates particulières que l'on nommera dans l'ordre chronologique A, B et C : les 17, 19 et 21 décembre 2006 à respectivement 12 h, 15 h et 00 h UTC.

L'évolution du nombre de systèmes de vagues issus des simulations d'ANEMOC-2 au point de la bouée Pierres Noires ainsi que la caractérisation du champs de vent Climate Forecast System Reanalysis CFSR (Saha *et al.*, 2010) en ce même point sont illustrées sur la figure A.1. L'évolution horaire du champ de vent CFSR est décrite par les vecteurs de la ligne verticale du haut du graphique : leur norme correspond à l'intensité du vent et leur direction à la direction de propagation de celui-ci.

De même, les lignes suivantes correspondent à la caractérisation des systèmes de houle et mer de vent : à chaque pas de temps horaire, un système de vague présent est modélisé par un vecteur dont la norme correspond à la hauteur significative  $H_{m0}$  et la direction à la direction de propagation du pic  $\theta_p$  du système. De même, la dernière ligne correspond à la description du spectre global avant décomposition.

La première partie de la séquence est caractérisée par un unique système de houle jusqu'au 18 décembre à 16 h où un second système de houle apparaît. Dans la nuit du 18 au 19 décembre, un système de mer de vent se développe et sera présent, comme les deux premiers systèmes de houle jusqu'au 21 décembre à minuit. En comparant l'évolution de ces trois premiers systèmes avec les caractéristiques du spectre avant sa décomposition, nous observons que la houle primaire englobe la majorité de l'énergie de l'état de mer. Par ailleurs, les systèmes de houle disposent d'une direction de propagation privilégiée alors que celle de la mer de vent varie en fonction de la direction du vent, avec un écart maximal de  $90^\circ$ . Ensuite, lors des dernières trente heures de la séquence, le nombre de systèmes de houle croît jusqu'à six, mais l'énergie des derniers est faible par rapport à celle des deux premiers systèmes de houle.

En complément, la forme des spectres des états de mer et les résultats de la décomposition du spectre de variance sont illustrés sur la figure A.2 pour trois dates caractéristiques de la séquence décrite. L'échelle de couleur verte présente la valeur adimensionnalisée de la variance en chaque point du spectre en échelle logarithmique où les couleurs claires isolées correspondent à des maxima locaux. La parabole rouge découpe le spectre en deux espaces, celui inclus à la parabole est relatif à la mer de vent, noté  $MdV$ , et celui extérieur correspondant à l'espace des systèmes de houles, notés  $H_i$ . Dans ce graphique, les directions des champs de vent et systèmes de vagues suivent tous deux la convention de la direction de provenance des vents et vagues avec le référentiel  $0^\circ$  vers le nord.

Le spectre d'état de mer du 17 décembre correspond à un unique système de houle  $H_1$  de hauteur significative 1.51 m où le vent provient de la direction ouest/nord-ouest sans générer de mer de vent. Au 19 décembre, la direction du vent a changé vers le nord-est et génère un système de mer de vent  $MdV$  dont la direction de provenance est l'est ; de plus, un second système de houle  $H_2$  s'ajoute au précédent. L'état de mer multi-modal du 21 décembre montre l'évolution de deux ensembles de systèmes : la dispersion des systèmes de houle de provenance ouest/nord-ouest en trois systèmes de fréquence de pic différentes  $H_1$ ,  $H_2$  et  $H_3$  d'une part et l'évolution de la mer de vent initiale en systèmes de houle  $H_4$  et  $H_5$ . Cette visualisation nous informe que le système de houle  $H_5$ , localisé aux abords de la frontière parabolique de la mer de vent pourrait être intégré à juste titre au système de mer de vent, ce qui illustre une des faiblesses de la méthode. Enfin, le tableau A.1 présente le résultat des paramètres réduits des principaux systèmes de vagues détectés pour ces trois dates.

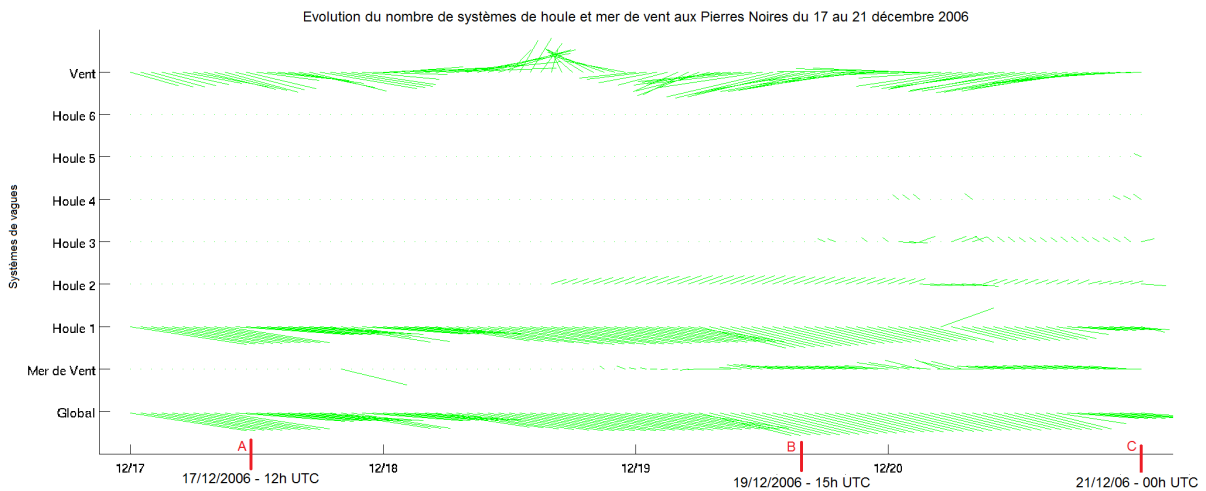


Figure A.1: Evolution et caractérisation des systèmes de vagues issus d'ANEMOC-2 à la localisation de la bouée des Pierres Noires du 17 au 21 décembre 2006.

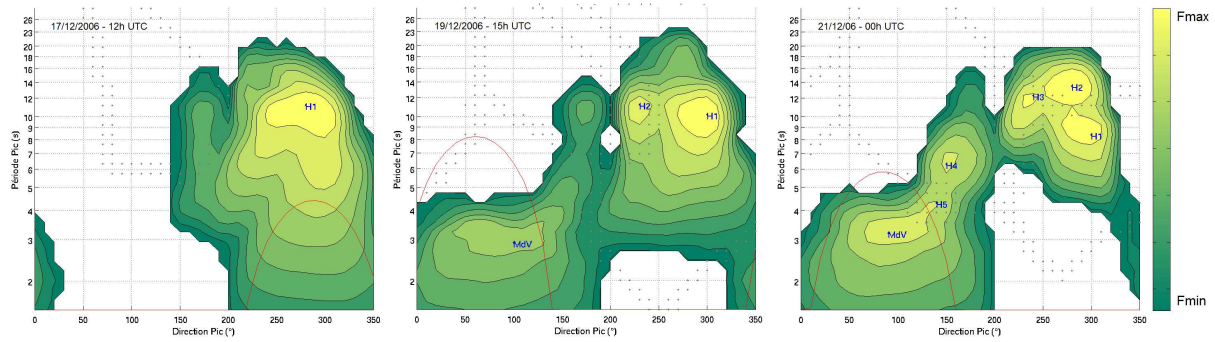


Figure A.2: Décomposition du spectre de variance ANEMOC-2 en systèmes de houles et mer de vent au niveau de la bouée des Pierres Noires pour trois dates de décembre 2006.

	Global				Mer de vent			Houle 1			Houle 2			Houle 3		
Date	Nb	$H_{m0}$ (m)	$T_p$ (s)	$\theta_p$ (°)	$H_{m0}$ (m)	$T_p$ (s)	$\theta_p$ (°)	$H_{m0}$ (m)	$T_p$ (s)	$\theta_p$ (°)	$H_{m0}$ (m)	$T_p$ (s)	$\theta_p$ (°)	$H_{m0}$ (m)	$T_p$ (s)	$\theta_p$ (°)
A	1	1.51	11.2	280				1.51	11.2	280						
B	3	1.37	10.2	300	0.54	2.9	100	1.20	10.2	300	0.39	11.2	230			
C	6	0.82	13.5	280	0.53	3.2	90	0.39	8.4	300	0.36	13.5	280	0.21	12.3	240

Tableau A.1: Paramètres réduits des systèmes de houles et mer de vent ANEMOC-2 au point de la bouée Pierres Noires pour trois dates de décembre 2006.

## A.5 Conclusions

La décomposition spectrale d'états de mer selon la méthode de Hanson et Phillips (2001) a montré sa robustesse lors des applications aux spectres de variances issus de simulations et d'observations. Néanmoins, certaines faiblesses sont mises en avant, dont la forte dépendance à la calibration des paramètres  $\kappa$ ,  $\xi$ , A et B. De ce fait, deux améliorations sont suggérées. Après convergence du nombre de systèmes de houle lors de l'étape 3 et en présence de mer de vent, il serait intéressant de reproduire la même étape entre le système de mer de vent et les éventuels systèmes de houle adjacents. Dans l'exemple du 21 décembre 2006, cette itération supplémentaire permettrait, avec une paramétrisation adéquate, de combiner le système de houle  $H_5$  au système de mer de vent. Une seconde correction de la méthode serait de vérifier la cohérence entre le nombre de systèmes de houle et la présence de mer de vent aux deux pas de temps précédents et suivants afin d'éviter l'apparition de systèmes de vague "orphelins" à un unique instant. En effet, la figure A.1 révèle la présence d'un système de mer de vent isolé le 17 décembre et dont la hauteur significative et la direction sont particulièrement proches du système primaire de houle.

La prochaine étape de valorisation de ce travail serait son intégration au sein de l'Alas d'états de mer ANEMOC-2 afin de décrire et archiver les paramètres d'états de mer pour les premiers systèmes de houle et la mer de vent.





## Annexe B

# L'Analyse en Composantes Principales appliquée au *predictor* anomalie de pression

Cette annexe est un complément au chapitre 4 où la méthode de descente d'échelle statistique est décrite et construite à partir des bases de données rétrospectives d'états de mer ANEMOC-2 et de pression CFSR sur la période 1979-2009. L'étape de validation décrite dans la section 4.3 a préconisé l'application de la descente d'échelle statistique à partir du *predictor* gradient de pression élevé au carré (noté GPEC) vis-à-vis du *predictor* anomalie de pression (noté AP), tous deux étant moyennés sur trois jours, d'emprise 35°N à 70°N et de 42.5°W à 10°E et de résolution 2.5°x2.5°.

Ainsi, en complément, cette annexe expose les résultats de l'application de l'Analyse en Composantes Principales du *predictor* AP sur la période 1979-1999. Le lecteur est invité à se référer au chapitre 4 pour les explications des algorithmes statistiques.

### B.1 Application de l'Analyse en Composantes Principales

Les données *predictor* AP moyennées sur 3 jours sont préalablement homogénéisées avant l'application de l'ACP. La transposition des *predictors* au sein de la nouvelle base orthogonale est appliquée en conservant 95% de la variance de la base initiale de dimension  $N \times P$  où  $N$  et  $P$  correspondent respectivement aux nombres de données spatiales et de dates du *predictor*. La conservation de 95% de la variance est obtenue en conservant les  $M = 8$  premiers modes orthogonaux de la nouvelle base. Les figures B.1 et B.2 font respectivement référence aux Fonctions Orthogonales Empiriques et Composantes Principales de la nouvelle base.

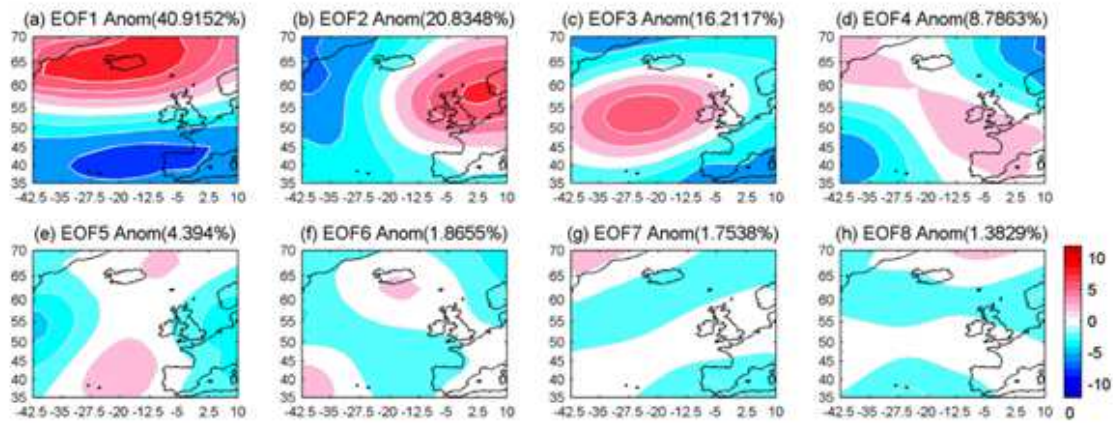


Figure B.1: Fonctions Orthogonales Empiriques (FOE) du *predictor* AP construit à partir des données CFSR (1979-1999). Les 8 premiers modes sont conservés et classés par variance décroissante.

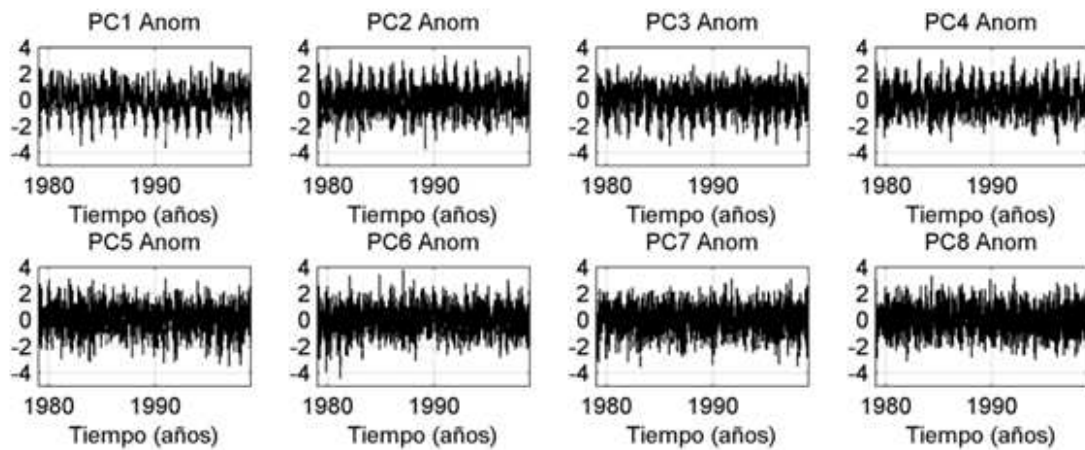


Figure B.2: Composantes Principales associées aux 8 premières FOE conservées du *predictor* AP construit à partir des données CFSR (1979-1999).







# Références

- Aarnes, J. E. et Krogstad, H. E. (2001). *Partitioning sequences for the dissection of directional ocean wave spectra: A review*. Tech. Rep. Work Package 4 (WP4) of the EnviWave (EVG-2001-00017) Research Program, EU Energy, Environment and Sustainable Development Program.
- Alves, J. H. G. M. et Young, I. R. (2004). On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data. *Applied Ocean Research*, 25:167–186.
- Ardhuin, F., Bertotti, L., Bidlot, J.-R., Cavaleri, L., Filipetto, V., Lefèvre, J.-M., et Wittmann, P. (2007). Comparison of wind and wave measurements and models in the Western Mediterranean Sea. *Ocean Engineering*, 34:526–541.
- Ardhuin, F., Bonneton, P., Mkhinini, N., et Stegner, A. (2013). *Hydrodynamique côtière et littorale*. Cours de l'ENSTA ParisTech.
- Ardhuin, F., Hanafin, J., Quilfen, Y., Chapron, B., Queffelec, P., Obrebski, M., Sienkiewicz, J., et Vandemark, D. (2011). Calibration of the IOWAGA global wave hindcast (1991-2011) using ECMWF and CFSR winds. Proc. 12<sup>th</sup> International Workshop of Wave Hindcasting and Forecasting, Hawaii.
- Bacon, S. et Carter, D. J. T. (1993). A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 13:423–436.
- Badulin, S. I. et Grigorjeva, V. G. (2012). On discriminating swell and wind-driven seas in Voluntary Observing Ship data. *Journal of Geophysical Research*, 117:C00J29.
- Barnston, A. G. et Livezey, E. L. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather review*, 115:1083–1126.
- Barry, R. G. et Perry, A. H. (1973). *Synoptic climatology, methods and applications*. Methuen and Co Ltd, London.
- Benoit, M. et Lafon, F. (2004). A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years. Proc. 29<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering (ICCE'2004), 714–726, Lisbon, Portugal. Coastal Engineering Research Council.
- Benoit, M., Luck, M., Aelbrecht, D., Dhellemmes, F., et Pêchon, P. (2007). *Cours de mécanique des fluides à surface libre*. Ecole des Ponts ParisTech.
- Benoit, M., Marcos, F., et Becq, F. (1996). Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing. Proc. 25<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering, 465–478, Orlando, ASCE.
- Bertin, X., Prouteau, E., et Letetrel, C. (2013). A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20<sup>th</sup> Century. *Global and Planetary Change*, 106:77–83.
- Bidlot, J.-R., Janssen, P., et Abdalla, S. (2007). *A revised formulation of ocean wave dissipation and its model impact*. ECMWF Tech. Rep. Memo., Reading.

- Booij, N., Ris, R., et Holthuijsen, L. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104:7649–7666.
- Boulet, T. (2004). Matisse version 2.0. Note de principe et document utilisateurs. Technical Report H-P75-2004-01203-FR, EDF R&D.
- Bouws, E. et Komen, G. J. (1983). On the balance between growth and dissipation in an extrem depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1653–1658.
- Caires, S., Sterl, A., Bidlot, J.-R., Graham, N., et Swail, V. (2004). Intercomparison of different wind-wave Reanalyses. *Journal of Climate*, 17:1893–1913.
- Camus, P., Cofino, A. S., Méndez, F. J., et Medina, R. (2011a). Multivariate Wave Climate Using Self-Organizing Maps. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, 28:1554–1568.
- Camus, P., Méndez, F. J., et Medina, R. (2011b). A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas. *Coastal Engineering*, 58:851–862.
- Camus, P., Méndez, F. J., Medina, R., et Cofino, A. S. (2011c). Analysis of clustering and selection algorithms for the study of multivariate wave climate. *Coastal Engineering*, 58:453–462.
- Carter, D. J. T. et Draper, J. (1988). Has the North-East Atlantic become rougher? *Nature*, 332:494.
- Cavaleri, L. et Sclavo, M. (2006). The calibration of wind and wave model data in the Mediterranean Sea. *Coastal Engineering*, 53:613–627.
- Charles, E., Idier, D., Delecluse, P., Déqué, M., et Le Cozannet, G. (2012). Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics*, 62:831–848.
- Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Ardhuin, F., et Planton, S. (2011). Present wave climate in the Bay of Biscay : spatiotemporal variability and trends from 1958-2001. *Journal of Climate*, 25:2020–2039.
- Chawla, A., Spindler, D. M., et Tolman, H. L. (2013). Validation of a thirty year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds. *Ocean Modelling*, 70:186–209.
- Chelton, D. B., Hussey, K. J., et Parke, M. E. (1981). Global satellite measurements of water vapour, wind speed and wave height. *Nature*, 294:529–532.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Bronnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., Maugeri, M., Mok, H. Y., Nordli, O., Ross, T. F., Trigo, R. M., Wang, X. L., Woodruff, S. D., et Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the royal Meteorological Society*, 137:1–28.
- Delmas, R., Chauzy, S., Verstraete, J.-M., et Ferré, H. (2007). *Atmosphère, océan et climat*. Belin, Baume-les-Dames.
- Dodet, G., Bertin, X., et Taborda, R. (2010). Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31:120–131.
- Dupuis, H., Michel, D., et Sottolichio, A. (2006). Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems*, 63:105–114.
- Fan, Y., Lin, S.-J., Held, I. M., et and. H. L. Tolman, Z. Y. (2012). Global Ocean Surface Wave Simulation Using a Coupled Atmosphere-Wave Model. *Journal of Climate*, 25:6233–6252.

- Feng, H., Vandermark, D., Quifen, Y., Chapron, B., et Beckey, B. (2006). Assessment of wind-forcing impact on a global wind-wave model using the TOPEX altimeter. *Ocean Engineering*, 33:1431–1461.
- Gelci, R., Cazalé, H., et Vassal, J. (1957). Prévision de la houle. La méthode des densités spectro-angulaires. *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 9:416–435.
- Gerling, T. W. (1992). Partitioning sequences and arrays of directional ocean wave spectra into component wave systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 9:444–458.
- Gibson, R., Kaallberg, P., et Uppala, S. (1996). The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project. *ECMWF Newsletter*, 73:7–17.
- Gilhousen, D. (1999). Improvement in National Buoy Center measurements. *Achievement in Marine Climatology*, pages 79–89.
- Grabemann, I. et Weisse, R. (2008). Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: An ensemble study. *Ocean Dynamics*, 58:199–212.
- Graham, N. E., Cayan, D. R., Bromirski, P. D., et Flick, R. E. (2013). Multi-model projections of twenty-first century North Pacific winter wave climate under the IPCC A2 scenario. *Climate Dynamics*, 40:1335–1360.
- Gulev, S. K., Cotton, D., et Sterl, A. (1998). Intercomparison of the North Atlantic Wave Climatology from Voluntary Observing Ships, Satellite Data and Modelling. *Phys. Chem. Earth*, 23:587–592.
- Gulev, S. K., Griegorieva, V., Sterl, A., et Woolf, D. (2003). Assessment of the reliability of wave observations from Voluntary Observing Ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on Voluntary Observing Ship data. *Journal of Geophysical Research*, 108:3236.
- Günther, H., Rosenthal, W., Stawarz, M., Carretero, J. C., Gomez, M., Lozano, I., Serrano, O., et Reistad, M. (1998). The wave climate of the North-East Atlantic over the period 1955-1994: The WASA wave hindcast. *Global Atmosphere and Ocean System*, 6:121–164.
- Hanson, J. L. et Phillips, O. M. (2001). Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *Journal of Atmospheric and oceanic technology*, 18:277–293.
- Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: General theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12:481–500.
- Hasselmann, K., Barnett, T., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Kruseman, P., Meerburg, A., Muller, P., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W., et Walden, H. (1973). *Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)*. Deutschen Hydrographischen Zeitschrift.
- Hasselmann, S. et Hasselmann, K. (1985). Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in gravity-wave spectrum. Part I: a new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral. *Journal of Physical Oceanography*, 15:1369–1377.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., et Bruning, C. (1994). Extraction of wave spectra from SAR image spectra. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*, G. J. Komen et al..Cambrigde University Press:107–122.
- Hastie, T., Tibshirani, R., et Friedman, J. (2001). *The elements of statistical Learning*. Springer, New-York.
- Hemer, M. A., Fan, Y., Mori, N., Semedo, A., et Wang, X. L. (2013a). Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nature Climate Change*, 3:471–476.

- Hemer, M. A., Katzfey, J., et Trenham, C. E. (2013b). Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario. *Ocean Modelling*, 70:221–245.
- Hemer, M. A., Wang, X. L., Church, J. A., et Swail, V. R. (2010). Modeling proposal: Coordinating global ocean wave climate projections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:451–554.
- Herbach, H., Janssen, P., et Hasselmann, K. (1996). *Change of WAM model integration scheme*. Personal communication.
- Hogben, N. et Lamb, F. E. (2007). *Ocean Wave Statistics*. London, Her Majesty's Stationery Office.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Wave in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press.
- Hotelling, H. (1931). The generalization of Student's ratio. *Annals of Mathematical Statistics* 2, 3:360–378.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., et Visbeck, M. (2003). *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*. Eds. Geophysical Monograph Series, 134, 279 pp.
- IPCC (2007). *An assessment of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Synthesis Report.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Working group I report.
- Izaguirre, C., Méndez, F. J., Menendez, M., Luceno, A., et Losada, I. J. (2010). Extreme wave climate variability in southern Europe using satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 115:C04009.
- Izaguirre, C., Menendez, M., Camus, P., Méndez, F. J., Minguez, R., et Losada, I. J. (2012). Exploring the interannual variability of extreme wave climate in the Northeast Atlantic Ocean. *Ocean Modelling*, 59:31–40.
- Janssen, P. A. E. M. (1989). Wave induced stress and the drag of air flow sea waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19:745–754.
- Janssen, P. A. E. M. (1991). Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, 21:1631–1642.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., et Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437–471.
- Kendall, M. (1955). *Rank Correlation Methods*. Griffin, London.
- Kennard, R. W. et Stone, L. A. (1969). Computer aided design experiments. *Technometrics*, 11:137–148.
- Kohonen, T. (2000). *Self-organizing Maps*. 3<sup>rd</sup> ed. Springer-Verlag. Berlin.
- Komen, G. J., Hasselmann, S., et Hasselmann, K. (1984). On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of Physical Oceanography*, 14:1271–1285.
- Laugel, A., Menendez, M., Benoit, M., Mattarolo, G., et Méndez, F. J. (2013). Wave climate projections along the French coastline: dynamical versus statistical downscaling methods. *Ocean Modelling*, Under submission.

- Le Cozannet, G., Lecacheux, S., Delvalle, E., Desramaut, N., Oliveros, C., et Pedreros, R. (2011). Teleconnection pattern influence on sea wave climate in the Bay of Biscay. *Journal of Climate*, 24:641–652.
- Leake, J., Wolf, J., Lowe, J., Stansby, P., Jacoub, G., Nicholls, R., Mokrech, M., Nicholson-Cole, S., Walkden, M., Watkinson, A., et Hanson, S. (2007). Predicted wave climate for the UK: towards an integrated model of coastal impacts of climate change. Proc. 10<sup>th</sup> International Conference on Estuarine and Coastal Modeling Congress, ASCE.
- LNHE et Labo. Saint-Venant (2011). TOMAWAC, Software for sea state modelling on unstructured grids over oceans and coastal seas, release 6.1. LNHE, [www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org).
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13:245–259.
- Menendez, M., Méndez, F. J., Izaguirre, C., Camus, P., Espejo, A., Canovas, V., Minguez, R., Losada, I. J., et Medina, R. (2011). Statistical downscaling of multivariate wave climate using a weather type approach. Proc. 12<sup>th</sup> International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 3<sup>rd</sup> Coastal Hazard Symposium, Kona (Hawaii).
- Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 3:185–204.
- Morellato, D., Benoit, M., et Tiberi-Wadier, A.-L. (2010). Simulations des états de mer dans l’océan atlantique de 1960 à 2100 pour trois scénarios de changement climatique. Proc. Journées “Impacts du changement climatique sur les risques côtiers”, Orléans, France, BRGM.
- Mori, N., Shimura, T., Yasuda, T., et Mase, H. (2013). Multi-model climate projections of ocean surface variables under different climate scenarios - Future change of wave, sea level and wind. *Ocean Engineering*, 71:122–129.
- Mori, N., Yasuda, T., Mase, H., Tom, T., et Oku, Y. (2010). Projection of extreme wave climate change under global warming. *Hydrological Research Letters*, 4:15–19.
- Najac, J. (2008). *Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*. PhD thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier.
- Najac, J., Boé, J., et Terray, L. (2008). A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Climate Dynamics*, 32:615–634.
- Najac, J., Lac, C., et Terray, L. (2010). Impact of climate change on surface winds in France using a statistical-dynamical downscaling method with mesoscale modelling. *International Journal of Climatology*, 31:415–430.
- Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N., et Taira, R. (2007). The JRA-25 reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 85:2149–2159.
- Osuna, P., Souza, A. J., et Wolf, J. (2007). Effect of deep-water wave breaking dissipation on the wind-wave modelling in the Irish Sea. *Journal of Marine System*, 67:59–72.
- Perez, J., Méndez, F., et Menendez, M. (2013a). A method to evaluate the generation area of local wave climate. Proc. 15<sup>th</sup> EGU General Assembly 2013, Vienna.
- Perez, J., Menendez, M., Méndez, F. J., et Losada, I. J. (2013b). Performance of CMIP 3 and CMIP 5 Global Climate Models over the North-East Atlantic region. *Climate Dynamics - under revision*.

- Phillips, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4:426–434.
- Pilar, P., Soares, C. G., et Carretero, J. (2008). 44-year wave hindcast for the North-East Atlantic European coast. *Coastal Engineering*, 55:861–871.
- Portilla, J., Ocampo-Torres, F. J., et Monbaliu, J. (2009). Spectral Partitioning and identification of wind sea and swell. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:107–122.
- Preisendorfer, R. W. et Mobley, C. D. (1988). *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Developments in Atmospheric Science, Elsevier, Amsterdam.
- Queffeuilou, P. et Croize-Fillon, D. (2009). La mesure satellite de hauteur de vague par altimètre. Etat des lieux, application à la climatologie et à la modélisation des états de mer. Proc. *AMA 2009. Les Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse*.
- Reguero, B. G., Menendez, M., Méndez, F. J., Minguez, R., et Losada, I. J. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65:38–55.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., et Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:1015–1057.
- Salas-Mélia, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Guérémy, J. F., Marquet, P., Planton, S., Royer, J. F., et Tyteca, S. (2005). Description and validation of CNRM-CM3 global coupled climate modele. Technical Report Note de centre GMGEC 103, CNRM.
- Semedo, A., Suselj, K., Rutgersson, A., et Sterl, A. (2012). A global View on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40. *Journal of Climate*, 24:1461–1479.
- Simmons, A. J., Uppala, S. M., Dee, D. P., et Kobayashi, S. (2006). ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110:25–35.
- Smile Consult (2005). Preprocessor Janet version 2.0. First steps, Telemac Edition, Germany. Technical report, Smile Consult.
- Snyder, R. L., Dobson, F. W., Elliot, J. A., et Long, R. B. (1981). Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 102:1–59.
- Sterl, A., Kommen, G. J., et Cotton, P. D. (1998). Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 103:5477–5492.
- Student (1908). The probable error of a mean. *Biometrika*, 6:1–25.
- Thorne, P. W. et Vose, R. S. (2010). Reanalyses suitable for characterizing long-term trends. Are they really achievable? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:353–361.
- Thornton, E. B. et Guza, R. T. (1983). Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88:5925–5938.
- Toba, Y. (1973). Local balance in the air-sea boundary processes. III. On the spectrum of wind waves. *Journal of Oceanographical Society of Japan*, 29:209–220.

- Tolman, H. L. (1992). Inverse modeling of discrete interaction approximations for nonlinear interactions in wind waves. *Ocean Modelling*, 6:405–422.
- Tolman, H. L. (2002). *Validation of WAVEWATCH III version 1.15*. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Report 213, 33 pp.
- Tolman, H. L. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14*. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Report 276, 220 pp.
- Tucker, M. J. et Pitt, E. G. (2001). *Waves in ocean engineering*. Elsevier Ocean Engineering book series, vol. 5.
- Uppala, S. M., Kaallberg, P., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van det Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., et Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 18:277–293.
- van der Westhuysen, A. J., Zijlema, M., et Battjes, J. A. (2007). Nonlinear saturation-based whitecapping dissipation in SWAN for deep and shallow water. *Coastal Engineering*, 54:151–170.
- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118:2056–2081.
- Voorrips, A. C., Makin, V. K., et Hasselmann, S. (1997). Assimilation of wave spectra from pitch-and-roll buoys in a North Sea wave model. *Journal of Geophysical Research*, 102:5829–5849.
- WAMDI Group (1988). The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18:1775–1810.
- Wang, D. H. et Hwang, P. A. (2001). An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18:2052–2062.
- Wang, X. L. et Swail, V. R. (2001). Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *Journal of Climate*, 15:1020–1035.
- Wang, X. L. et Swail, V. R. (2006). Climate Change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Climate Dynamics*, 26:109–126.
- Wang, X. L., Swail, V. R., et Cox, A. (2010). Dynamical versus statistical downscaling methods for ocean wave heights. *International Journal of Climatology*, 30:317–332.
- Wang, X. L., Y., et Swail, V. R. (2012). North Atlantic wave height trends as reconstructed from the 20<sup>th</sup> century reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 39:L18705.
- Wang, X. L., Zwiers, F. W., et Swail, V. R. (2004). North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 17:2368–2383.
- Weisse, R., von Storch, H., Callies, U., Chrostansky, A., Feser, F., Grabemann, I., Guenther, H., Pluess, A., Stoye, T., Tellkamp, J., Winterfeldt, J., et Woth, K. (2008). Regional meteo-marine reanalyses and climate change projections: Results for Northern Europe and potentials for coastal and offshore applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90:849–860.
- Welsh, B. L. (1947). The generalization of “Student’s” problem when several different population variances are involved. *Biometrika*, 34:28–35.



- Woodruff, S. D., Worley, S. J., Sandra, J., Lubker, S. J., , Ji, Z., Freeman, J. E., Berry, D. I., Brohan, P., Kent, E., Reynolds, R. W., et Wilkinson, C. (2011). ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *International Journal of Climatology*, 31:951–967.
- Woolf, D. K., Challenor, P. G., et Cotton, P. D. (2002). Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 107:3145.
- Yan, L. (1987). An improved wind input source term for third generation ocean wave modelling. Technical Report 8, Royal Dutch Meteorological Institute.
- Young, I. R. (1999). *Wind Generated Ocean Wave*. Elsevier Ocean Engineering book series, vol. 2.
- Young, I. R. et Holland, G. J. (1996). *Atlas of the Oceans: Wind and Wave Climate*. Oxford, Pergamon Press, Elsevier Science Inc., 241 pp.
- Zieger, S. (2010). *Long Term Trends in Ocean Wind Speed and Wave Height*. PhD thesis, Centre for Sustainable Infrastructure. Faculty of Engineering and Industrial Sciences. Swinburne University of Technology.